

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 10, 2020

Редактор номера *В.Н. Кудеяров*

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Почвы девона и карбона. Современное состояние исследований в России (обзор литературы)

Т. В. Алексеева 1157

Влияние палеокриогенеза на формирование серых лесных почв Центральной России

А. Ю. Овчинников, В. М. Алифанов, О. И. Худяков 1170

Почвообразование в тундровой зоне приморских низменностей северо-востока Сибири

С. В. Губин, А. В. Лупачев 1182

ХИМИЯ ПОЧВ

Эмиссия закиси азота из почв в условиях применения удобрений (аналитический обзор)

В. Н. Кудеяров 1192

Механизмы стабилизации продуктов разложения растительных остатков денсиметрическими фракциями суглинка

А. Н. Мальцева, Д. Л. Пинский 1206

ФИЗИКА ПОЧВ

Анализ многолетней динамики дыхания почв в лесном и луговом ценозах Приокско-Террасного биосферного заповедника в свете современных климатических трендов

И. Н. Курганова, В. О. Лопес де Гереню, Д. А. Хорошаев, Т. Н. Мякшина, Д. В. Сапронов, В. А. Жмурин, В. Н. Кудеяров 1220

Палеокриогенез как фактор неоднородности агросерой почвы

О. И. Худяков, В. М. Алифанов, П. А. Плетенев, А. Ю. Овчинников, О. В. Решоткин, А. В. Бухонов 1237

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Свободное железо и железовосстанавливающие микроорганизмы в почвах и многолетнемерзлых отложениях северо-востока Сибири

Е. М. Ривкина, Д. Г. Федоров-Давыдов, А. Г. Захарюк, В. А. Щербакова, Т. А. Вишинецкая 1247

Применение математических моделей ROMUL и Romul_Num для оценки эмиссии CO₂ и динамики органического вещества в серой лесной почве под лиственным лесом в южном Подмосковье

И. В. Припутина, С. С. Быховец, П. В. Фролов, О. Г. Чертов, И. Н. Курганова, В. О. Лопес де Гереню, Д. В. Сапронов, Т. Н. Мякшина 1262

Микробное дыхание почв подтайги и лесостепи европейской части России: полевой и лабораторный подходы

Н. Д. Ананьева, С. В. Сушко, К. В. Иващенко, В. И. Васенев 1276

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Ректорит – сингенетичный компонент слабодерновой слабоподзолистой почвы

Т. В. Алексеева, А. О. Алексеев 1287

Contents

No. 10, 2020

Genesis and Geography of Soils

Soils in Devonian and Carboniferous. Current State of Knowledge in Russia:
A Review

T. V. Alekseeva 1157

The Influence of Paleocryogenesis on the Formation of Gray Forest Soils in Central Russia

A. Yu. Ovchinnikov, V. M. Alifanov, and O. I. Khudyakov 1170

Pedogenesis in the Tundra Zone of Coastal Lowlands of Northeastern Siberia

S. V. Gubin and A. V. Lupachev 1182

Soil Chemistry

Nitrous Oxide Emission from Soils at the Fertilizers Application (Analytical Review)

V. N. Kudeyarov 1192

Stabilization Mechanisms of Plant Residues Decomposition Products by Densimetric Fractions
of Loam

A. N. Maltseva and D. L. Pinskiy 1206

Soil Physics

Analysis of the Long-Term Dynamics of Soil Respiration in Forest and Meadow Cenoses
of the Prioksko-Terrasny Biosphere Reserve in the Perspective of Current Climatic Trends

*I. N. Kurganova, V. O. Lopes de Gerenyu, D. A. Khoroshaev, T. N. Myakshina,
D. V. Sapronov, V. A. Zhmurin, and V. N. Kudeyarov* 1220

Paleocryogenesis as a Factor of Heterogeneity of Agrogray Soil

*O. I. Khudyakov, V. M. Alifanov, P. A. Pletenev, A. Yu. Ovchinnikov,
O. V. Reshotkin, and A. V. Bukhonov* 1237

Soil Biology

Free Iron and Iron-Reducing Microorganisms in Permafrost and Permafrost Affected Soils
of Northeastern Siberia

*E. M. Rivkina, D. G. Fedorov-Davydov, A. G. Zakharyuk,
V. A. Shcherbakova, and T. A. Vishnivetskaya* 1247

Application of Mathematical Models ROMUL and Romul_Hum for Estimating CO₂ Emissions
and Dynamics of Organic Matter in Albic Luvisol under Deciduous Forest
in Southern Moscow Region

*I. V. Pripulina, S. S. Bykhovets, P. V. Frolov, O. G. Chertov, I. N. Kurganova,
V. O. Lopes de Gerenyu, D. V. Sapronov, and T. N. Mjakshina* 1262

Soil Microbial Respiration of Sub-Taiga and Forest-Steppe Ecosystems
in European Russia: Field and Laboratory Approaches

N. D. Ananyeva, S. V. Sushko, K. V. Ivashchenko, and V. I. Vasenev 1276

Mineralogy and Micromorphology of Soils

Rectorite: An Autogenetic Component of Podzolic Soil

T. V. Alekseeva and A. O. Alekseev 1287

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ПОЧВЫ ДЕВОНА И КАРБОНА. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ В РОССИИ (ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ)

© 2020 г. Т. В. Алексеева*

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия*

**e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su*

Поступила в редакцию 02.03.2020 г.

После доработки 22.04.2020 г.

Принята к публикации 30.05.2020 г.

Сведения о находках палеопочв девона и карбона на территории Земли ограничены. В работе обобщена информация о таких находках (около 50 публикаций) преимущественно для территории палеоконтинентов Лавруссия и Пангея. С целью визуализации этих сведений составлены карты-схемы находок. Анализ карт-схем показал, что абсолютное большинство описанных палеопочв девона принадлежит к азональному и интразональному рядам. Среди находок преобладают болотные палеопочвы. Находки аналогов зональных почв: оксисолей и альфисолей – на территории Воронежской антеклизы являются на сегодняшний день единственными. Большинство описанных палеопочв раннего карбона также принадлежит к азональному и интразональному рядам. Широкое распространение болот нашло отражение в увеличении площади суши, занятой угольными бассейнами, которая в раннем карбоне составила 8% по сравнению с 1% в девоне. Изученная автором статьи территория Подмосковского осадочного бассейна характеризуется широким набором типов почв, включая зональные почвы гумидного ряда (сподосоли). В среднем и позднем карбоне палеопочвы представлены как азональными и интразональными типами, так и зональными. На территории Северной Америки и Западной Европы широко распространены торфяно-болотные почвы под углеобразующей растительностью. Площадь суши, занятой угольными бассейнами этого возраста, достигает абсолютного максимума и составляет 22%. На территории Подмосковского осадочного бассейна в отложениях среднего и позднего карбона выявлены ландшафты полупустынного типа с почвенным покровом, представленным аридными Са–Mg-пальгорскитовыми почвами.

Ключевые слова: палеопочвы, Центральное девонское поле, Подмосковский осадочный бассейн

DOI: 10.31857/S0032180X20100020

ДОЧЕТВЕРТИЧНОЕ ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ: ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА И СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ В РОССИИ

Как важнейшие компоненты гео-биосферы палеопочвы, являются первостепенными свидетельствами континентальных обстановок на Земле. Появление сосудистых растений, взрывное освоение ими суши и появление корнеобитаемых почв в девоне являются одними из глобальных этапов в развитии биосферы [18, 77, 101]. Растет число находок палеопочв первой половины палеозоя: ордовика и силура, сформированных при участии несосудистых растений [103, 106].

В истории палеопочвоведения наблюдается поступательный тренд, начиная с работ В.В. Докучаева. Актуальность изучения палеопочв на рубеже XX в. подчеркивали видные российские ученые Б.Б. Полынов и К.Д. Глинка. В статье 1927 г. к Всесоюзному съезду почвоведов в Ленинграде и в плане подготовки к Международному почвен-

ному конгрессу в Вашингтоне в 1928 г. Б.Б. Полынов выделил “палеопочвоведение” в качестве раздела почвоведения, что явилось становлением его как научной дисциплины. Был обозначен круг ее объектов и задач [97].

К.Д. Глинка – один из первых российских ученых, указавший на значимость палеопочвенных исследований, в том числе для целей палеоклиматических реконструкций [12, 13]. Он, в частности, писал: “...изучение ископаемых и древних почв должно играть важную роль при реставрации климатических условий минувших геологических периодов. Если в современную нам эпоху латерит может образоваться лишь при условиях тропического климата, то так это было и в древние эпохи. Если под ледниковыми наносами или среди последних мы находим остатки подзолистых почв, то имеем право заключить, что доледниковая и межледниковые эпохи не слишком резко отличались по своим климатическим условиям от современ-

ной эпохи для тех областей, которые заняты ледниковыми наносами. *Заключения, сделанные на основании изучения древних процессов выветривания, будут даже точнее, чем выводы, основанные на остатках ископаемой флоры и фауны, ибо и растения, и животные могут в известной степени приспособляться к изменившимся климатическим условиям, а процессы выветривания этого не могут... Необходимо только научиться узнавать тип выветривания не только тогда, когда продукт выветривания сохранил еще все свои морфологические особенности, но и тогда, когда эти последние в значительной мере уничтожены, а остались лишь своеобразные химические свойства продукта выветривания* [13]. В статье К.Д. Глинки “Задачи исторического почвоведения” (1904 г.) [12] рассмотрены методические подходы к изучению ископаемых и древних почв, в частности, применение принципа “униформитаризма” (актуализма), который сформулирован: “явления, совершавшиеся на земной поверхности в древние моменты жизни Земли, были в своей основе те же, что и теперь, различие могло быть лишь количественное, а не качественное”. Вместе с тем автор советует иметь в виду, “что прошлые геологические эпохи не представляют таких разнообразных комбинаций климатических условий, какие мы имеем на современной земной поверхности... если мы найдем в ископаемом состоянии такую почву, аналога которой мы не подыщем в современном почвенном покрове, то это будет достаточным основанием для утверждения новой комбинации условий почвообразования древних периодов”.

Наука палеопочвоведение выростала из смежных дисциплин, таких как седиментология, геология докембрия, палеоботаника, палеонтология позвоночных [105]. Важную роль в ее становлении играла организация международных конференций. Помимо сессий в рамках крупных международных конгрессов (ISSS, INQUA, IGU), первые отдельные Симпозиумы были организованы в 1971, 1993, 1995, 1997, 2000 гг.

Значимость палеопочвенных объектов обусловлена и тем, что лишь 10% геологического времени напрямую зафиксировано в осадочной летописи, в то время как основная его часть скрыта из-за перерывов в осадконакоплении, субаэральных преобразований осадков, а также эрозии [84, 93]. Из-за известной эпизодичности осадконакопления можно полагать, что почвообразование является вполне обычной частью континентального осадочного процесса, и многие древние континентальные отложения представляют собой, либо включают палеопочвы. Учитывая, что 75% поверхностных пород Земли являются осадочными породами, многие из которых имеют континентальный генезис, палеопочвы должны в изобилии присутствовать в геологической записи. Поскольку время их формирования в масштабах гео-

логического времени почти моментально (2–30 тыс. лет), они представляют собой идеальный объект для корреляции отложений как на локальном, так и региональном уровнях [89].

При всей обозначенной важности, потенциал палеопочвоведения как свидетеля истории и эволюции дочетвертичной биосферы Земли на настоящий момент во многом остается нереализованным. Возможности использования палеопочв для целей стратиграфии (педостратиграфия) наряду с лито- и биостратиграфией, для целей реконструкции палеоклимата находятся на стадии разработки, сведения о находках дочетвертичных палеопочв на территории Земли фрагментарны, отсутствуют карты почвенного покрова древних континентов.

Если палеопочвы, развитые на территории Российской Федерации в плейстоцене и голоцене, активно изучаются отечественными учеными, особенно на протяжении последних десятилетий [31], то публикации, содержащие информацию по дочетвертичному почвообразованию на этой территории, все еще единичны и охватывают преимущественно ископаемые почвы перми–раннего мезозоя. Здесь необходимо назвать исследования В.И. Чалышева [45–47] – одного из отечественных основоположников исследований в данной области, которые касались палеопочв перми и триаса на территории Предуралья хребта. Весомы труды А.П. Феофиловой [42–44] по палеопочвам карбона и перми на территории Донецкого угольного бассейна. После 30-летнего перерыва полевые исследования ископаемых почв были возобновлены, но касались, за малым исключением, палеопочв перми и триаса: Перельман, Борисенко [32], Кузнецова с соавт. [27], Наугольных [30], Иноземцев, Таргульян [23], Иноземцев с соавт. [24], Макеев [28] и др. Работы отечественных ученых по изучению палеопочв допермского периода на настоящий момент единичны. Так, первые находки палеопочв верхнего девона на территории России (Средний и Северный Тиман) были сделаны менее 10 лет назад [7, 50–52, 96, 110].

До недавнего времени [55, 58] в литературе отсутствовали прямые упоминания о находках палеопочв в разрезах девона Центрального девонского поля (ЦДП). ЦДП – историческое название площади выходов девонских отложений на дневную поверхность и под мезокайнозойские отложения на моноклинали, располагающейся в основном в пределах Воронежской антеклизы, административно – в южной части Центрального федерального округа Российской Федерации. Вместе с тем наличие перерывов в накоплении осадков, признаков субаэрального выветривания на определенных стратиграфических уровнях и в отдельных тектонических зонах, находки здесь

наземных растений и спор отмечали многие авторы [25, 33–36, 38, 41, 53, 54, 61, 88].

Отложения карбона на территории Подмосковного осадочного бассейна представлены преимущественно осадками мелкого эпиконтинентального морского бассейна. Геологическая запись морского осадконакопления на данной территории имеет множественные перерывы, отражающие регрессивно-трансгрессивные циклы [9, 29, 56, 81, 84]. Континентальные осадки несогласий представлены отложениями глин, углей, солей. Последние помимо экономической значимости являются и важнейшим источником информации об эволюции растительного и животного мира, палеоклимата и биосферы в целом. Субаэральные поверхности в отложениях карбона на данной территории описываются в литературе, начиная с первой половины XX в. [8, 10, 19, 48, 49]. Они упоминаются как “заболоченные низины”; “поверхности осушений и размывов”, “поверхности зарастания”, “слои, обогащенные углефицированным детритом”, “корневые горизонты” и др. В зависимости от амплитуды колебаний уровня морского бассейна, близостью к береговой линии, длительности субаэрального эпизода, климатических или других факторов на осушенной территории могут формироваться калькреды, каличе, отлагаться ил, пресноводные карбонаты, развиваться почвы. Вместе с тем субаэрально преобразованные поверхности морских карбонатных осадков каменноугольного возраста и перекрывающие их терригенные отложения Московской синеклизы до недавнего времени не рассматривались в качестве объектов (палео)почвоведения. Публикации П.Б. Кабанова [82, 84] и совместные работы сотрудников Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН в Пушкино [3, 4, 16, 57, 83] во многом являются пионерными.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИЗУЧЕНИЮ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ

Выборочная сохранность палеопочв. Преобразования палеопочв после их погребения (почвенный диагенез). Одним из важных методологических аспектов изучения ископаемых почв, как объекта палеонтологии, являются положения тафономии и литолеймомонии – наук о закономерностях сохранения органических остатков в осадочных толщах и осадочных породах, в том числе сохранения ископаемых почв. Основы этих наук заложены И.А. Ефремовым и детально изложены в работе “Тафономия и геологическая летопись” [17].

Кратко сущность этой стороны исследований палеонтологических объектов заключается в том, что от древнейших периодов Земли в ископаемом состоянии *выборочно* сохраняются те живые существа, которые обитали в воде или около воды:

низины, озера, речные дельты, береговая линия. Находки палеопочв палеозоя приурочены преимущественно к затопленным болотным областям.

Наряду с вопросом о *выборочной* сохранности палеопочв в геологической летописи, при изучении этих объектов неизбежно встает вопрос о преобразованиях свойств ископаемых почв после их погребения – почвенном диагенезе. Знания этих закономерностей отчасти помогают исследователям снять “вуаль” времени с таких сложных объектов, какими являются ископаемые почвы. Необходимо заметить, что взгляды на суть термина “диагенез” исследователями в области палеопочвоведения в большинстве случаев расходятся с взглядами литологов. Так, Н.М. Страхов [39] рассматривает диагенез как одну из трех последовательных стадий (этапов) в истории осадочной породы: 1) седиментогенез – образование осадка; 2) диагенез – превращение осадка в осадочную породу; 3) эпигенез – комплекс изменений сложившейся породы при тектонически обусловленных переменах условий ее существования (исключая при этом метаморфизм и выветривание). Н.М. Страхов разделяет физико-химические сущности преобразования субаквальных осадков и субаэральные преобразования. Последние, по его мнению, не имеют ничего общего с диагенезом, но отвечают выветриванию и почвообразованию.

И.П. Герасимов в статье “Природа и сущность древних почв” [11] пишет о необходимости признания того факта, “что современная, т. е. “живая почва”, превращаясь в “мертвую”, т. е. ископаемую (погребенную) испытывает очень серьезные изменения. В новых условиях (при погребении) она разрушается и трансформируется, постепенно утрачивая и видоизменяя свои первоначальные свойства, а также приобретая некоторые новые. Последние следует называть *диагенетическими или педометаморфическими*”. Среди диагенетических преобразований И.П. Герасимов подробно останавливается на: 1) процессах минерализации гумуса; 2) вторичной природе солевых профилей древних почв; 3) вторичном оглеении; 4) изменении окраски – побурении, вызванном минерализацией органического вещества, а также покраснении.

С.В. Губин [14] рассматривает диагенез почв, погребенных под искусственными сооружениями (курганами, валами и т. д.), как этап физико-химического уравнивания погребенного почвенного тела. Акцент он делает на минерализацию и трансформацию органического вещества. Позднее рядом исследователей погребенных под курганами голоценовых почв было показано, что в них в ходе диагенеза имеет место как снижение содержания гумуса (до 70% за первые 2 тыс. лет с момента погребения), так и изменение его качественного состава [6, 15, 16, 20, 21, 40]. И.В. Иванов с соавт. [22] оценивают потери гуму-

Таблица 1. Сопоставление палеопочвенной классификации Г. Мака с соавт. [91], (1993) и Soil Taxonomy (1975, 1978) (перевод табл. 1 из статьи Kraus [89], (1999) с поправками)

Mack et al. (1993)	Soil Taxonomy (1975, 1978)
Протосо́ль	Энтисо́ль
Вертисо́ль	Вертисо́ль
Гистосо́ль	Гистосо́ль
Глейсо́ль	Не верхний порядок
исключается	Андосо́ль
Оксисо́ль	Оксисо́ль
Сподосо́ль	Сподосо́ль
Аржиллисо́ль	Альфисо́ль Ультисо́ль
Кальцисо́ль	Нет эквивалента
Гипсисо́ль	Нет эквивалента
Нет эквивалента	Аридисо́ль
Исключается	Моллисо́ль
Нет эквивалента	Гелисо́ль

са в 50% за первые 1700 лет. По их оценкам до 1 млн лет содержание гумуса в палеопочвах остается относительно постоянным в количестве 0.3% (или 6–7% от исходного содержания).

В.А. Серышевым [37] в деталях изучены черты *субаквального диагенеза* – преобразования макро- и микростроения, и некоторых свойств затопленных и погребенно-затопленных почв. Автором показано, что основной движущей силой многих диагенетических процессов (изменения окислительно-восстановительного потенциала, переходы $Fe^{3+} - Fe^{2+}$ и другие минеральные преобразования, изменение окраски) является органическое вещество, его деструкция и трансформации.

В деталях возможные преобразования свойств почв после их погребения рассмотрены в обзорной монографии и статьях Г. Реталлака с соавт. [101, 102], а также Н. Шелдона с соавт. [108, 109]. Обобщая эти работы, необходимо особо выделить следующие преобразования:

1. Минерализацию органического вещества. Подчеркнуто, что процесс имеет место в хорошо дренируемых почвах и не распространяется на торфяные и гидроморфные палеопочвы.

2. Углефикацию торфа, растительного детрита, потемнение спор и пылицы.

3. Глеезацию – приобретение профилем или отдельными горизонтами голубовато-серых и зеленовато-серых оттенков, формирование пятен и галло вокруг ризолитов. Является результатом химического восстановления оксидов и/или гидроксидов железа анаэробными бактериями. Процессы имеют место в гидроморфных обстановках –

на уровне грунтовых вод или ниже его. Одним из следствий этого процесса можно считать “стирание” магнитного сигнала – характерного почвенного свойства, обусловленного формированием микрокристаллического биогенного магнетита/маггемита.

4. Покраснение профиля в ходе дегидратации и перекристаллизации гетита (чаще всего) в гематит.

5. Цементацию порового пространства. В качестве цемента могут быть карбонаты (кальцит, сидерит, доломит), гипс, минералы Fe (гематит, гетит и др.), кремнезем.

6. Уплотнение и связанную с ним потерю мощности профиля. Коэффициент уплотнения зависит в первую очередь от текстуры почвенного материала (как следствие, исходной пористости) и от глубины залегания палеопочвы.

7. Минеральные трансформации, прежде всего, иллитизацию смектитов с формированием вторичных иллитов либо смешанослойных иллит-смектитов в погребенных на больших глубинах палеопочвах и осадочных породах. Родственным процессу иллитизации является формирование вторичных цеолитов (клиноптилолита) и селадонита в случае, если палеопочвы формируются на вулканогенном материале.

8. Неоморфизм – например, перекристаллизацию карбонатов, а также оксидов Fe: магнетита и маггемита с укрупнением кристаллов.

Принимая во внимание перечисленные возможные преобразования палеопочв, построена схема диагенеза палеопочв девона и карбона (рис. 1). Дополнительно присутствует блок “Эрозия и денудация”, который отображает изменения, вызванные катастрофическими явлениями (погребенные под туфами, селями и т. д.), имеющими место на этапе захоронения. Как следствие, исследователи часто имеют дело с неполными (обезглавленными) профилями палеопочв.

Классификация палеопочв. Вопрос о номенклатуре палеопочв активно дискутируется в литературе. По сей день нет единой точки зрения: должна ли генетическая диагностика палеопочв базироваться на существующих почвенных классификациях, либо нужны специальные – палеопочвенные [11, 89, 91, 101, 116]. Мнения исследователей разделились. Ниже кратко приводятся аргументы двух противоположных сторон.

И.П. Герасимов [11] в качестве основной задачи при изучении ископаемых почв видит определение степени ее сохранения от позднейших разрушительных и метаморфических воздействий. “Главным результатом этого изучения должно быть научно обоснованная реконструкция первоначального строения древней почвы, на основании чего может быть достоверно определен ее исходный генетический тип... Между тем более чем проблематично полное генетическое тождество



Рис. 1. Схема возможных преобразований в палеопочвах (диагенез почв).

современных почв даже с верхнеплейстоценовыми древними почвами... С возрастанием абсолютного возраста древних почв возможность их генетического отличия от современных почвенных типов, несомненно увеличивается”. Таким образом, И.П. Герасимов предостерегает от “прямолинейного актуализма при сопоставлении древних почв с современными”.

Проведенный автором статьи анализ литературы по вопросам генетической диагностики палеопочв показал, что наиболее часто употребляемой специальной палеопочвенной классификацией является классификация Г. Мака с соавт. [91]. В этой описательной классификационной системе используются почвенные признаки, имеющие наибольший потенциал к сохранности в литологической летописи. Используемые в ней морфологические и минералогические признаки легко распознаются при полевых наблюдениях. В основе ее лежат 6 признаков или почвенных процессов: 1) аккумуляция органического вещества; 2) горизонтное строение профиля; 3) окислительно-восстановительные обстановки; 4) признаки *in situ* минеральных преобразований; 5) иллювирирование нерастворимых минералов; 6) аккумуля-

рование растворимых минералов. На основании этих признаков палеопочвы объединены в 9 типов. Четыре из них заимствованы из Soil Taxonomy – Гистосоли, Сподосоли, Оксисоли и Вертисоли. Остальные пять – это новые, предложенные авторами типы: Кальцисоли, Гипсисоли, Глейсоли, Аржиллисоли, Протосоли. Данная классификация проста, имеет целью стандартизировать палеопочвенную терминологию и облегчить взаимопонимание исследователей (табл. 1). Здесь уместно обратиться еще раз к работе К.Д. Глинки [12], в которой он обращает внимание на различия между “комбинациями климатических условий” в прошлые геологические эпохи и на современной земной поверхности. Вследствие чего не все ископаемые почвы будут иметь современные аналоги.

Статьи Н. Тabora с соавт. [115, 116] – одни из последних и наиболее полных работ, анализирующих вопрос о классификации палеопочв. Авторы указывают, что на сегодняшний момент все еще отсутствует консенсус по данной проблеме. Некоторые авторы используют неформальную терминологию, типа “калькрет”, “латерит” и др. Другие принятые в почвоведении классифика-

ции – такие, как Soil Taxonomy, либо базируются на наиболее выраженной палеопочвенной характеристике, например, на наличии горизонта аккумуляции глины (Bt), карбонатного, глеевого горизонтов и др. [117]. Отечественные исследователи ископаемых почв использовали и используют отечественные почвенные классификации разных лет [23, 43, 44, 96].

В следующем разделе этой статьи названия палеопочв девона и карбона приводятся в соответствии с классификационными предпочтениями авторов публикаций.

ПАЛЕОПОЧВЫ ДЕВОНА И КАРБОНА НА ТЕРРИТОРИИ ЛАВРУССИИ И ПАНГЕИ: ГЕОГРАФИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ

С целью визуализации имеющихся на настоящий момент сведений о находках палеопочв девона и карбона на территории Лавруссии–Пангеи были составлены карты-схемы находок палеопочв девона, раннего, среднего и позднего карбона. За основу взяты карты Л. Кокса и Т. Торсвика [62] (рис. 2). Отдаем себе отчет в том, что подобные карты-схемы безусловно имеют “узкие места”. Так, они во многом отражают степень изученности территории, которая определяется как объективными, так и субъективными факторами (экономическим развитием, научным интересом и др.). Во-вторых, здесь уместно вернуться к положениям и выводам из книги И.А. Ефремова [17] о выборочной сохранности ископаемых живых существ и палеопочв, о приуроченности большинства находок к болотам, озерам, береговым линиям, т. е. к низменным и краевым участкам материков. В связи с этим еще более возрастает значимость находок палеопочв авторитарного ряда, сформированных на субаэральных поверхностях материков. Полагаем, что подобные карты-схемы небесполезны и дают некоторое представление о почвенном покрове Земли на данном этапе развития ее биосферы.

Находки палеопочв девона на территории Земли редки (рис. 2, А). На составленной карте-схеме видно, что они сконцентрированы на территории Северной Америки, преимущественно на восточном побережье США, а также на Британских островах. Широко известная первая находка раннедевонской палеопочвы и флоры (1921 г.) – Райниевый черт – находится на территории Шотландии [87]. На территории Балтии (Евразии) находки палеопочв приурочены к Тиману и территории ЦДП.

Абсолютное большинство описанных палеопочв девона принадлежит к аazonальному (энтисоли, инсептисоли, аллювиальные) и интразональному (гистосоли, вертисоли) рядам. Среди

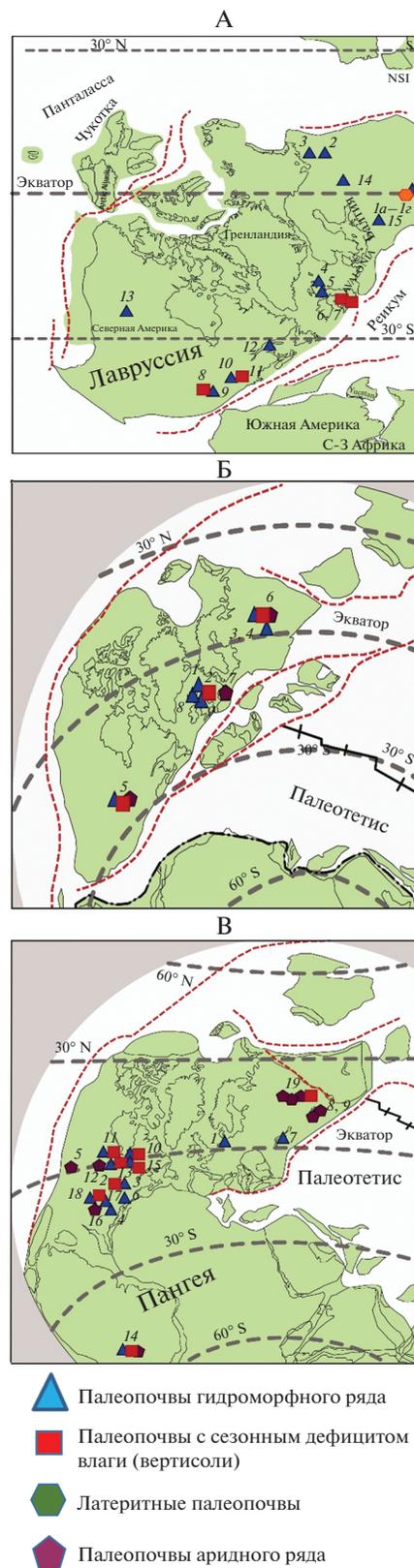
находок преобладают палеопочвы гумидного ряда (болотные палеопочвы). Как следствие, в девоне появились первые в истории Земли залежи углей. Вместе с тем площадь, занимаемая угольными бассейнами в верхнем девоне, составляла $\ll 1\%$ от площади, занимаемой обломочными породами [59]. Заметен вклад и Са-вертисолей, для формирования которых требуются сезонные колебания увлажненности. Наши находки аналогов зональных почв: оксисолей и арджиллисолей на территории ЦДП являются на сегодняшний день единственными. В целом обозначенный почвенный покров отвечает господству жаркого, влажного – сезонно-аридного климата.

Обзор имеющейся литературы показал, что находки палеопочв раннего карбона на территории Земли крайне редки (рис. 2, Б). На составленной карте-схеме видно, что они сконцентрированы на территории Британских островов и Западной Европы. Географически территория расположена южнее экватора вплоть до южного тропика. Для территории Евразии первые находки были сделаны А.П. Феофиловой [42–44] на территории Донецкого угольного бассейна. Основные находки приурочены к территории Подмосковского осадочного бассейна и принадлежат П.Б. Кабанову и нашему коллективу. Эта территория располагалась в приэкваториальной зоне. Как и в случае с палеопочвами девона, большинство описанных палеопочв раннего карбона принадлежит к аazonальному (энтисоли, инсептисоли, аллювиальные) и интразональному (гистосоли, вертисоли) рядам. Широкое распространение болот и болотных почв нашло отражение в увеличении площади суши, занятой угольными бассейнами, которая в раннем карбоне составила 8% [59]. Большое разнообразие типов палеопочв в верхах Миссисипского отдела обнаружено на границе штатов Кентукки–Вирджиния [85], где наряду с аazonальными почвами и вертисолями (которые преобладают) обнаружены альфисоли и оксисоли. А.П. Феофилова указывает на находки элювиально-иллювиальных зональных палеопочв (по-видимому, лессивированных, альфисолей) на территории Донецкой области. Территория Подмосковского осадочного бассейна характеризуется широким набором типов почв, включая зональные почвы гумидного ряда (сподосоли), а также палеопочвы семиаридные (кальцисоли, гипсисоли) и Са–Mg-аридные – палыгорскитовые. Находки палыгорскитовой палеопочвы и палеостринного комплекса в толще пород михайловского горизонта визе на территории Подмосковского осадочного бассейна – древнейшие из описанных на сегодняшний день [3, 4, 26, 57].

Обзор имеющейся на сегодняшний день литературы показал, что находки палеопочв среднего и позднего карбона на территории Земли заметно превышают находки палеопочв раннего карбона (рис. 2, В). Абсолютно преобладают находки этих

палеопочв на территории Северной Америки (США и Канада). Интересны находки палеопочв разных типов на территории Аргентины [79]. Единичные находки имеются на территории Западной Европы (Бельгия, Чехия). Все они сконцентрированы в приэкваториальной зоне и южнее ее до южного тропика. На территории Евразии основные находки приурочены к территории Донецко-

Рис. 2. Находки палеопочв, палеопедологические карты-схемы. А – девонского периода на территории Лавруссии (основа [62]): 1а – сложные педокомплексы, катенарный парагенезис: латосоли (арджиллик оксисоли) плакоров, полугидроморфные арджиллисолои склонов, гистосоли пойм [58], 1б – аллювиальные глеевые палеопочвы [55], 1в – латосоли, гистосоли [5], 1г – латеритные почвы с гидроморфным панцирем (плинтосоли) [2]), 2 – инсептисоли вторично глеевые на красноцветных и зеленоцветных отложениях [50, 51, 110], 3 – умеренно и экстремально гидроморфные палеопочвы [7], 4 – протосоли и кальцисоли на аллювиальных конусах выноса [98], 5 – Райниевый черт – болотные палеопочвы [87], 6 – Са-вертисоли [60], 7 – Са-вертисоли, пойменные палеопочвы на глинистых породах [80], 8 – Са-вертисоли [71], 9 – гидроморфные болотные палеопочвы [64], 10 – гидроморфные болотные и прибрежные палеопочвы [112, 113], 11 – энтисоли, инсептисоли, глеевые инсептисоли, вертисоли [63, 94, 100, 104], 12 – прибрежные, аллювиальные [78], 13 – протосоли, глеевые почвы, кальцисоли на аллювиальных отложениях [118, 119], 14 – камбисоль [96], 15 – лагунные флювисоль, глейсоли, глеевый солончак [95]. Б – раннего карбона на территории Лавруссии: 1 – аллювиальные энтисоли [98], 2 – энтисоли, инсептисоли, глеевые инсептисоли, вертисоли (всего 200 профилей) [86], 3 – серые почвы гумидного ряда, элювиально-иллювиальные, карбонатные [42], 4 – торфяные [44], 5 – энтисоли, инсептисоли, гистосоли, альфисоли, оксисоли, вертисоли [85], 6 – гистосоли, флювисоли маршевые, маршевые сабхи семиаридного ряда, вертисоли с сезонным дефицитом влаги, аридные почвы, сподосоли, рендзины, каличе и кальцисоли семиаридного ряда, палеостринные комплексы [3, 4, 26, 57, 84], 7 – кальцисоли и рендзина семиаридного и аридного ряда [92], 8 – гистосоли [111], 9 – гистосоли [1]. В – среднего и позднего карбона на территории Пангеи: 1 – аллювиальные протосоли, кальцисоли [98], 2 – вертисоли, кальцисоли [107], 3 – торфяно-болотная [65], 4 – торфяно-болотная [66], 5 – Са-арджиллисолои, кальцисоли, гипсисоли сезонно семиаридного аридного ряда [114], 6 – гистосоли, глеевые арджиллисолои, Са-арджиллисолои, глеевые почвы, вертисоли теплого гумидного климата [114], 7 – торфяно-болотные [90], 8 – слабоугленосные, элювиально-иллювиальные почвы засушливо-гумидного и засушливого климата [43], 9 – безугольные, угленосные пестроцветные, красноцветные [44], 10 – гистосоли, вертисоли [67, 69], 11 – гистосоли, Са-вертисоли [67, 69, 70, 73], 12 – протосоли, Са-арджиллисолои, Са-вертисоли [99], 13 – гистосоли, протосоли, глеевые плинтиты, арджиллисолои, вертисоли, Fe – арджиллисолои глеевые, кальцисоли, Са-протосоли [79], 14 – гистосоли (торфяно-болотные), вертисоли сезонно влажные [72], 15 – прибрежные сабхи с гипсом (сезонные тропики) [74], 16 – гистосоли глеевые [76], 17 – гистосоли, протосоли глеевые, вертисоли глеевые, Са-вертисоли, кальцисоли глеевые [107], 18 – Са-Mg палыгорскитовые аридисоли, вертисоль [81–83].



го бассейна [43, 44] и Подмосковного осадочного бассейна [81, 82]. На территории Северной Америки палеопочвы представлены как аazonальными и интразональными типами, так и зональными — аржиллисоли (лессивированными почвами гумидного ряда). Здесь по-прежнему широко распространены торфяно-болотные почвы под углеобразующей растительностью. Площадь суши, занятой угольными бассейнами этого возраста, достигает своего абсолютного максимума и составляет 22% [59]. Почвы с сезонным дефицитом влаги представлены вертисолями и прибрежными сабхами (гипсисолями). Встречены также палеопочвы семиаридного—аридного рядов — кальцисоли. На территории Подмосковного осадочного бассейна в среднем-позднем карбоне почвы гумидного ряда не встречены. Здесь преобладали ландшафты полупустынного типа с почвенным покровом, представленным аридными Са—Mg-пальгорскитовыми почвами [83].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ составленных карт-схем находок палеопочв девона и карбона на территории Лаврусии и Пангеи показал, что большинство почв девона и раннего карбона принадлежит к аazonальному (энтисоли, инсептисоли, аллювиальные) и интразональному (гистосоли, вертисоли) рядам. Преобладают палеопочвы гумидного ряда (болотные палеопочвы). В среднем и позднем карбоне развитие получают зональные палеопочвы — аржиллисоли (лессивированные почвы гумидного ряда) и кальцисоли семиаридного- аридного рядов. Находки аналогов зональных почв девона на территории ЦДП [58] — оксисолей и альфисолей (арджиллисолей) — являются на сегодняшний день единственными. Находки на территории Подмосковного осадочного бассейна зональных палеопочв среднего и позднего карбона — Са—Mg-аридных — пальгорскитовых также не имеют аналогов [83].

Можно заключить, что почвенный покров Лаврусии развивался в сторону увеличения разнообразия почв за счет увеличения типов зональных почв, что отражает изменения в природной, в том числе климатической зональности Земли, рост ее контрастности.

Полученные результаты количественных расчетов величины атмосферных осадков (МАР) для палеопочв девона в Павловском карьере (Воронежская область), свидетельствуют, что на живет/ястребовском интервале девона на изученной территории климат был теплым и влажным. Величина атмосферных осадков по нашим расчетам составляла 900—1200 мм/год [58].

В раннем карбоне (визейский-серпуховский интервал) на территории Подмосковного осадоч-

ного бассейна величина атмосферных осадков колебалась в широких пределах от 340 до 1250 мм/год. Начиная с веневского времени, климат характеризовался постепенным нарастанием аридности. В среднем и позднем карбоне (московский, касимовский и гжельский интервалы) на этой территории величина атмосферных осадков составляла 240—700 мм/год с минимумом в московское время. Уменьшение величины атмосферных осадков в позднем карбоне сопровождалось снижением среднегодовой температуры в среднем на 3°C. Сделан вывод о сезонности климата в карбоне. Аридизация климата в карбоне, обусловленная наступлением эпизода III оледенения, сопровождалась сменой растительного покрова. Начиная с протвинского времени, на изученной территории началось формирование ландшафтов полупустынного облика [57, 83].

Полученные результаты показали отличие климатических обстановок и палеопочв на территории Северной Евразии от экваториальной зоны суперконтинента Пангея (территории современной Канады, США и Мексики), где аридизация, обусловленная эпизодом III позднепалеозойского оледенения, зафиксирована начиная с середины позднего карбона (московский—касимовский интервалы) [68, 75].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0191-2019-0048) и при частичной финансовой поддержке Программы Президиума РАН “Эволюция органического мира и планетарные процессы”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Калинин П.И., Русин И.В. Палеопочвы карбона на побережье юго-востока Шотландии // Палеострат 2017. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М., 2017. С. 1.
2. Алексеев А.О., Алексеева Т.В. Почвообразование на территории Центрального девонского поля в позднем девоне // Пятая Всерос. конф. “Верхний палеозой России”. Казань, 2019. Тез. С. 34—35.
3. Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Губин С.В. Палеопочвенный комплекс в кровле михайловского горизонта (визейский ярус нижнего карбона) на территории южного крыла Московской синеклизы // Палеонтологический журн. 2016. № 4. С. 5—20.
4. Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Калинин П.И. Палеопочвы нижнего карбона в карьере “Бронцы” (Калужская область) // Почвоведение. 2018. № 7. С. 787—800.
5. Алексеева Т.В., Алексеев А.О. Первые находки палеопочв в верхнем девоне Стойленского карьера (Старый Оскол, Белгородская область) // Пятая

- Всерос. конф. “Верхний палеозой России”. Казань, 2019. С. 36–37.
6. *Алексеева Т.В., Золотарева Б.Н., Колягин Ю.Г.* Негидролизуемый остаток органического вещества погребенных и современных почв // Почвоведение. 2019. № 6. С. 687–699.
 7. *Безносос П.А., Снугиревский С.М., Наугольных С.В., Лукшевич Э.В.* Верхнедевонский комплекс отложенный дельтовой равнины на Северном Тимане // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ. 2018. № 1. С. 25–44.
 8. *Бельская Т.Н., Иванова Е.А., Ильховский Р.А. и др.* Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Подмосковского бассейна. М.: Наука, 1975. 176 с.
 9. *Габдуллин З.З., Бершов А.В., Самарин Е.Н., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Фрейман С.И.* Циклическая и секвентно-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений на юге московской синеклизы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4, геология. 2018. № 4. С. 30–41.
 10. *Геккер Р.Ф.* Работы карбоновой палеоэкологической экспедиции в 1934–1936 гг. // Тр. Палеонтологического института, 1940. Т. 9. Вып. 4. С. 105–117.
 11. *Герасимов И.П.* Природа и сущность древних почв // Почвоведение. 1971. № 1. С. 3–10.
 12. *Глинка К.Д.* Задачи исторического почвоведения // Зап. Н.-Александрийского ин-та с.-х. и лесоводства. 1904. Т. 14. Вып. 2. С. 137–158.
 13. *Глинка К.Д.* Ископаемые и древние почвы. Гл. IV // Почвоведение. М.–Л., 1932. С. 464–479.
 14. *Губин С.В.* Диагенез почв зоны сухих степей, погребенных под искусственными насыпями // Почвоведение. 1984. № 6. С. 5–13.
 15. *Демкина Т.С., Демкин В.А.* Изменение гумусного состояния почв сухих и пустынных степей за историческое время // Почвоведение. 1994. № 4. С. 5–11.
 16. *Демкин В.А., Гугалинская Л.А., Алексеев А.О. и др.* Палеопочвы как индикаторы эволюции биосферы. М.: НИА Природа, фонд “Инфосфера”, 2007. 282 с.
 17. *Ефремов И.А.* Тафономия и геологическая летопись. Кн. 1. Захоронение наземной фауны в палеозое // Тр. Палеонтологического института. Т. XXIV. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 178 с.
 18. *Заварзин Г.А., Рожнов С.В.* Выветривание и палеопочвы. Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы // Сб. Гео-биологические системы. М., 2010. С. 4–9.
 19. *Залесский М.Д.* Очерк по вопросу образования угля. Петроград: Издание Геологического Комитета, 1914. 94 с.
 20. *Золотарева Б.Н., Демкин В.А.* Гумус палеопочв археологических памятников сухих степей Волго-Донского междуречья // Почвоведение. 2013. № 3. С. 291–301.
 21. *Золотарева Б.Н., Демкин В.А.* Изменение гумусного состояния почв сухих степей Приволжской возвышенности за последние 3500 лет // Агрохимия. 2013. № 9. С. 21–32.
 22. *Иванов И.В., Песочина Л.С., Семенов В.М.* Биоминерализация органического вещества в современных целинных, пахотных, погребенных и ископаемых черноземах // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1192–1202.
 23. *Иноземцев С.А., Таргульян В.А.* Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М.: ГЕОС, 2010. 188 с.
 24. *Иноземцев С.А., Наугольных С.В., Якименко Е.Ю.* Верхнепермские палеопочвы на известняках: морфология и генезис (среднее течение р. Волги) // Почвоведение. 2011. № 6. С. 660–674.
 25. *Ищенко Т.А., Ищенко А.А.* Среднедевонская флора Воронежской антеклизы. Киев: Наукова думка, 1981. 112 с.
 26. *Кабанов П.Б.* Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье. Ч. 2. Профили субаэральной экспозиции и цикличность // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 253–261.
 27. *Кузнецова А.М., Кузнецов П.В., Седов С.Н., Таргульян В.О., Иноземцев С.А., Кабанов П.Б.* Погребенные палеопочвы нижнего и среднего карбона Подмосковья // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2004. № 2. С. 22–30.
 28. *Макеев А.О.* Пермские палеопочвы в свете общей проблематики палеопочвоведения // Почвоведение. 2012. № 1. С. 115–125.
 29. *Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С. и др.* Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 1993. 221 с.
 30. *Наугольных С.В.* Палеопочвы перми и раннего триаса. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек // Тр. ГИН РАН. 2004. Вып. 550. С. 221–229.
 31. Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Под ред. Таргульяна В.О., Горячкина С.В. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 692 с.
 32. *Перельман А.И., Борисенко Е.Н.* Геохимия ландшафтов пустынь пермского периода // Известия РАН. Сер. Геогр. 1999. № 6. С. 32–38.
 33. *Раскатова Л.Г.* Спорово-пыльцевые комплексы среднего и верхнего девона юго-восточной части Центрального девонского поля. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1969. 167 с.
 34. *Раскатова М.Г.* Палинокомплексы пограничных живецких и франских отложений Центрального девонского поля и Тимана. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1990. 19 с.
 35. *Раскатова М.Г.* Миоспоровая зональность средне–верхнедевонских отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы (Павловский карьер) // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2004. № 2. С. 89–98.
 36. *Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Ржонсницкая М.А., Федорова Т.И.*

- Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М., 1995. 265 с.
37. *Серышев В.А.* Субкавальный диагенез почв и классификация аквалитоземов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. 222 с.
 38. *Снигиревская Н.С.* О принадлежности *Orestovia voronejiensis* T. *Istchenko et A. Istchenko* (средний девон, Воронежская антеклиза) к высшим растениям // Палеонтологический журн. 1993. № 4. С. 28–38.
 39. *Страхов Н.М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Известия АН СССР. Сер. Геология. 1953. № 5. С. 12–49.
 40. *Татьянченко Т.В., Алексеева Т.В., Калинин П.И.* Минералогический и химический составы разновозрастных подкуранных палеопочв южных Ергеней и их палеоклиматическая интерпретация // Почвоведение. 2013. № 4. С. 379–392.
 41. *Тихомиров С.В.* Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратиферы. М.: Недра, 1995. 445 с.
 42. *Феофилова А.П.* Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермо-карбонových отложений Донбасса // Литология и полезные ископаемые. 1971. № 6.
 43. *Феофилова А.П.* Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбонových отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 5. С. 67–74.
 44. *Феофилова А.П.* Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. М.: Наука, 1975. 101 с.
 45. *Чальшев В.И.* Сероцветные почвы гумидного климата уфимского века пермского периода // Почвоведение. 1970. № 5. С. 26–39.
 46. *Чальшев В.И.* Буро- и красноцветные ископаемые почвы семиаридного климата уфимского века пермского периода // Почвоведение. 1971. № 8. С. 21–35.
 47. *Чальшев В.И.* Методика изучения ископаемых почв. М.: Недра, 1978. 72 с.
 48. *Швецов М.С.* К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковного бассейна // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1. № 2. С. 223–242.
 49. *Швецов М.С.* История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху // Тр. МГРИ. 1938. Т. 12. С. 3–107.
 50. *Шумилов И.Х., Мингалев А.Н.* Первая находка палеопочв в красноцветных отложениях Среднего Тимана // Доклады АН. 2009. Т. 428. № 2. С. 225–227.
 51. *Шумилов И.Х.* Первая находка палеопочв в зеленоцветных отложениях Среднего Тимана // Доклады АН. 2010. Т. 434. № 4. С. 515–517.
 52. *Шумилов И.Х.* Условия сохранности инситных корневых систем в девонских отложениях Среднего Тимана // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 1. С. 60–69.
 53. *Шемелинина А.А.* Палинокомплексы в живетских отложениях Павловского района (Воронежская антеклиза) // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2013. № 2. С. 193–197.
 54. *Шемелинина А.А.* Миоспоры живета Центрального и Главного Девонских полей // Тр. Воронежского НИИ геологии. 2017. Вып. 99. 90 с.
 55. *Alekseev A.O., Alekseeva T.V., Kabanov P.B., Kalinin P.I.* Paleosols and weathering crusts of the middle-late devonian in the mikhailovskii quarry (Kursk Magnetic Anomaly) // Paleontological J. 2018. V. 52(10). P. 2–11.
 56. *Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.N.* The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 149–168
 57. *Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Gubin S.V., Kabanov P.B., Alekseeva V.A.* Palaeoenvironments of the Middle–Late Mississippian Moscow Basin (Russia) from multiproxy study of palaeosols and palaeokarsts // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2016. V. 450. P. 1–16.
 58. *Alekseeva T., Kabanov P., Alekseev A., Kalinin P., Alekseeva V.* Characteristics of early Earth's critical zone based on Middle–Late Devonian palaeosols properties (Voronezh High, Russia) // Clays and Clay Minerals. 2016. V. 64. P. 677–694.
 59. *Beerling D., Berner R.A., Mackenzie F.T., Harfoot M.B., Pyle J.A.* Methane and the CH₄-related greenhouse effect over the past 400 million years // Am. J. Sci. 2009. V. 309. P. 97–113.
 60. *Brasier A.T., Morris J.L., Hillier R.D.* Carbon isotopic evidence for organic matter oxidation in soils of the Old Red Sandstone (Silurian to Devonian, South Wales, UK) // J. Geol. Soc. (London). 2014. V. 171. P. 621–634.
 61. *Broushkin A.V., Gordenko N.V.* *Istchenkophyton filiciforme* gen. et sp. nov., a new small vascular plant with thick cuticle from the Devonian of Voronezh Region (European Russia) // Paleontological J. 2009. V. 43. P. 1202–1216.
 62. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: A stable craton with mobile margins // Earth–Science Rev. 2011. V. 106. P. 1–51
 63. *Cox J.E., Railsback L.B., Gordon E.A.* Evidence from Catskill pedogenic carbonates for a rapid Late Devonian decrease in atmospheric carbon dioxide concentrations // Northeastern Geology and Environ. Sci. 2001. V. 23. P. 91–102.
 64. *Cressler W.L.* Plant paleoecology of the Late Devonian Red Hill locality, north-central Pennsylvania, an Archaeopteris-dominated wetland plant community and early tetrapod site // Geol. Soc. Am. 2006. P. 79–102.
 65. *DiMichele W.A., Elbe C.F., Chaney D.S.* A drowned lycopsid forest above the Mahoning coal (Conemaugh Group, Upper Pennsylvanian) in eastern Ohio, USA // Int. J. Coal Geology. 1996. V. 31. P. 249–276.
 66. *DiMichele W.A., Tabor N.J., Chaney D.S., Nelson W.J.* From wetlands to wet spots: environmental tracking and the fate of Carboniferous elements in Early Permian floras // Geol. Soc. Am. 2006. V. 399. P. 223–248.

67. DiMichele W.A., Cecil C.B., Montañez I.P., Falcon-Lang H.J. Cyclic changes in Pennsylvanian paleoclimate and effects on floristic dynamics in tropical Pangaea // *Int. J. Coal Geology*. 2010. V. 83. P. 329–344.
68. DiMichele W.A., Cecil C.B., Chaney D.S., Elrick S.D., Lucas S.G., Lupia R., Nelson W.J., Tabor N.J. Pennsylvanian-Permian vegetational changes in tropical Euramerica // *Geology of the Pennsylvanian-Permian in the Dunkard basin: Guidebook. 76th Annual Field Conference of Pennsylvania Geologists, Washington*. 2011. P. 60–102.
69. DiMichele W.A. Wetland-dryland vegetational dynamics in the Pennsylvanian ice age tropics // *Int. J. Plant Sci.* 2014. V. 175. P. 123–164.
70. DiMichele W.A., Elrick S.D., Nelson W.J. Vegetational zonation in a swamp forest, Middle Pennsylvanian, Illinois Basin, U.S.A., indicates niche differentiation in a wetland plant community // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. V. 487. P. 71–92.
71. Driese S.G., Mora C.I. Physico-chemical environment of pedogenic carbonate formation in Devonian vertic paleosols, Central Appalachians, USA // *Sedimentology*. 1993. V. 40. P. 199–216.
72. Driese S.G., Ober E.G. Palaeopedologic and palaeohydrologic records of precipitation seasonality from early Pennsylvanian “underclay” paleosols, USA // *J. Sediment Res.* 2005. V. 75. P. 997–1010.
73. Elrick S.D., Nelson W.J., Ames P.R., DiMichele W.A. Floras characteristic of late Pennsylvanian peat swamps arose in the late Middle Pennsylvanian // *Stratigraphy*. 2017. V. 14. P. 123–141.
74. Falcon-Lang H.J., Jud N.A., Nelson W.J., DiMichele W.A., Chaney D.S., Lucas S.G. Pennsylvanian coniferopsid forests in sabkha facies reveal the nature of seasonal tropical biome // *Geology*. 2011. V. 39(4). P. 371–374.
75. Falcon-Lang H.J., John Nelson W., Heckel P.H., DiMichele W.A., Elrick S.D. New insights on the stepwise collapse of the Carboniferous Coal Forests: Evidence from cyclothem and coniferopsid tree-stumps near the Desmoinesian–Missourian boundary in Peoria County, Illinois, USA // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2018. V. 490. P. 375–392.
76. Gardner T.W., Williams E.G., Holbrook P.W. Pedogenesis of some Pennsylvanian underclays; ground water, topographic, and tectonic controls // *Geol. Soc. Am.* V. 216. 1988. P. 81–102.
77. Genise J.F., Bedatou E., Bellosi E.S., Sarzetti L.C., Sánchez M.V., Krause J.M. The Phanerozoic Four Revolutions and Evolution of Paleosol Ichnofacies // *The Trace-Fossil Record of Major Evolutionary Events. Topics in Geobiology*. Springer, Dordrecht, 2016. V. 40. P. 301–370.
78. Griffing D.H., Bridge J.S., Hotton C.L. Coastal-fluvial palaeoenvironments and plant palaeoecology of the Lower Devonian (Emsian), Gaspé Bay, Quebec, Canada // *New Perspectives on the Old Red Sandstone*. London: Geological Society, 2000. P. 61–84.
79. Gulbranson E.L., Montañez I.P., Tabor N.J., Limarino C.O. Late Pennsylvanian aridification on the southwestern margin of Gondwana (Paganzo Basin, NW Argentina): A regional expression of a global climate perturbation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2015. V. 417. P. 220–235.
80. Hillier R.D., Edwards D., Morrissey L.B. Sedimentological evidence for rooting structures in the Early Devonian Anglo-Welsh Basin (UK), with speculation on their producers // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. V. 270. P. 366–380.
81. Kabanov P. The Upper Moscovian and Basal Kasimovian (Pennsylvanian) of Central European Russia: Facies, subaerial exposures and depositional models // *Facies*. 2003. V. 49. P. 243–270.
82. Kabanov P. Traces of terrestrial biota in the Upper Moscovian paleosols of central and northern European Russia // *Paleontological J.* 2005. V. 39. P. 33–45.
83. Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Alekseeva V.A., Alekseev A.O., Gubin S.V. Paleosols in late Moscovian (carboniferous) marine carbonates of the East European craton revealing “great calcimagnesian plain” paleolandscapes // *J. Sedimentary Res.* 2010. V. 80. P. 195–215.
84. Kabanov P. Stratigraphic Unconformities: Review of the concept and examples from the Middle-Upper Paleozoic. Seismic and Sequence Stratigraphy and Integrated Stratigraphy – new insights and contributions // *InTechOpen*. 2017. P. 101–127. <https://doi.org/10.5772/intechopen.70373>
85. Kahmann J.A., Driese S.G. Paleopedology and geochemistry of Late Mississippian (Chesterian) Pennington Formation paleosols at Pound Gap, Kentucky, USA: Implications for high-frequency climate variations // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. V. 259. P. 357–381.
86. Kearsy T.I., Bennett C.E., Millward D., Davies S.J., Gowing C.J.B., Krmp S.J., Leng M.J., Marshall J.E.A., Browne M.A.E. The terrestrial landscapes of tetrapod evolution in earliest Carboniferous seasonal wetlands of SE Scotland // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. V. 457. P. 52–69.
87. Kidston R., Lang W.H. On old red sandstone plants showing structure from the Rhynie chert Bed // *Aberdeenshire. Pt 5. Trans. Roy. Soc. Edinburgh*. 1921. V. 52. P. 855–902.
88. Krassilov V.A., Raskatova M.G., Istchenko A.A. A new archaeopteridalian plant from the Devonian of Pavlovsk, U.S.S.R // *Rev. Palaeobotany Palynology*. 1987. V. 53. P. 163–173.
89. Kraus M.J. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications // *Earth-Sci. Rev.* 1999. V. 47. P. 41–70.
90. Lojka R., Drabkova J., Zajic J., Sykorova I., Francu J., Blahova A., Grygar T. Climate variability in the Stephanian B based on environmental record of the Msec Lake deposits (Kladno-Rakovnik Basin, Czech Republic) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. V. 280. P. 78–93.
91. Mack G.H., James W.C., Moger H.C. Classification of paleosols // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1993. V. 105. P. 129–136.

92. *Maes K., Peeters C., Muchez P., Swennen R., Viaene W.* The Occurrence of paleosols in the lower viséan of the walhorn section (Vesder Basin, E-Belgium) // *Annales de la Societe Geologique de Belgique*. 1989. V. 112. P. 69–77.
93. *Miall A.D.* The valuation of unconformities // *Earth-Sci. Rev.* 2016. V. 163. P. 22–71.
94. *Morris J.L., Leake J.R., Stein W.E., Berry Ch.M., Marshall J.E. et al.* Investigating Devonian trees as geo-engineers of past climates: linking paleosols to palaeobotany and experimental geobiology // *Paleontology*. 2015. V. 58(5). P. 787–801.
95. *Narkiewicz M., Retallack G.J.* Dolomitic paleosols in the lagoonal tetrapod trackbearing succession of the Holy Cross Mountains (Middle Devonian, Poland) // *Sedimentary Geology*. 2014. V. 299. P. 74–87.
96. *Naugolnykh S.V.* Devonian paleosols of the Andoma mountain // *Science in Russia*. 2014. № 4. P. 12–18.
97. *Polynov B.B.* Contributions of Russian Scientists to Paleopedology. USSR Academy of Sciences: Leningrad, 1927. 32 p.
98. *Quast A., Hoefs J., Paul J.* Pedogenic carbonates as a proxy for palaeo-CO₂ in the Palaeozoic atmosphere // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. V. 242. P. 110–125.
99. *Rankey E.C., Farr V.R.* Preserved pedogenic mineral magnetic signature, pedogenesis and paleoclimate change: Pennsylvanian Roca Shale (Virgilian, Asselian), central Kansas, USA // *Sedimentary Geology*. 1997. V. 114. P. 11–32.
100. *Retallack G.J.* Fossil soils as grounds for interpreting the advent of large plants and animals on land // *Philosophical Transactions of the Royal Society*. London, 1985. V. 309. P. 105–142.
101. *Retallack G.J.* Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology. Blackwell. Oxford and Northampton (UK), Alden Press Ltd, 2001. 404 p.
102. *Retallack G.J., Sheldon N.D., Cogoini M., Elmore R.D.* Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 198. P. 373–380.
103. *Retallack G.J.* Cambrian, Ordovician and Silurian pedostratigraphy and global events in Australia // *Austral. J. Earth Sci.* 2009. V. 56. P. 571–586.
104. *Retallack G.J., Huang C.* Ecology and evolution of Devonian trees in New York, USA // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 299. P. 110–128.
105. *Retallack G.J.* A short history and long future for paleopedology. *New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology* // SEPM Special Publication. 2013. V. 104. P. 5–16.
106. *Retallack G.J.* Late Ordovician glaciation initiated by early land plant evolution and punctuated by greenhouse mass extinctions // *J. Geology*. 2015. V. 123. P. 509–538.
107. *Rosenau N.A., Tabor N.J., Elrick S.D., Nelson W.J.* Polygenetic history of palaeosols in Middle–Upper Pennsylvanian cyclothems of the Illinois Basin, U.S.A. Part I. Characterization of palaeosol types and interpretation of pedogenic processes // *J. Sediment. Res.* 2013. V. 83. P. 606–636.
108. *Sheldon N.D., Retallack G.J.* Equation for compaction of paleosols due to burial // *Geology*. 2001. V. 1. P. 247–250.
109. *Sheldon N.D., Tabor N.J.* Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // *Earth Sci. Rev.* 2009. V. 95. P. 1–52.
110. *Shumilov I.Kh.* Gleization and paleosols in Devonian red rocks of the Middle Timan Region // *Lithology and Mineral Resources*. 2014. V. 49. P. 308–319.
111. *Spinner E.* Megaspore assemblages from Viséan deposits at Dunbar, East Lothian, Scotland // *Palaeontology*. 1969 V. 12. P. 441–458.
112. *Stein W.E., Mannolini F., Hernick L., Landing E., Berry Ch. M.* Giant Cladoxylopsis trees resolve the enigma of the Earth's earliest forest stumps at Gilboa // *Nature*. 2007. V. 446. P. 904–907.
113. *Stein W.E., Berry Ch.M., Hernick L., Mannolini F.* Surprisingly complex community discovered in the mid-Devonian fossil forest at Gilboa // *Nature*. 2012. V. 483. P. 78–81.
114. *Tabor N.J., Montanez I.P., Scotese Ch.R., Poulsen Ch.J., Mack G.H.* Paleosol archives of environmental and climatic history in paleotropical western Pangea during the latest Pennsylvanian through Early Permian // *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geolog. Soc. Am.a. 2008. V. 441. P. 291–303.
115. *Tabor N.J., Myers T.S.* Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015. V. 43. P. 11.1–11.29.
116. *Tabor N.J., Myers T.S., Michel L.A.* Sedimentologist's guide for recognition, description and classification of paleosols // *Terrestrial depositional systems* / Eds. Kate E. Zeigler and William Parker. Elsevier, 2017. P. 165–208.
117. *Thomas G.S., Tabor N.J., Yang Wan, Myers T.S., Yang Yi, Wang Dan.* Palaeosol stratigraphy across the Permian–Triassic boundary, Bogda Mountains, NW China: Implications for palaeoenvironmental transition through earth's largest mass extinction // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 308. P. 41–64.
118. *Williams C.A., Hills L.V., Krause F.F.* Preserved organic matter and miospores in buried Middle-Devonian (Givetian) paleosols: indicators of weathering, oxidation and maturity // *Catena*. 1996. V. 28. P. 1–19.
119. *Williams C.A., Krause F.F.* Pedogenic-phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial-deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), North Central Alberta, Canada // *Sedimentology*. 1998. V. 45. P. 1105–1124.

Soils in Devonian and Carboniferous. Current State of Knowledge in Russia: A Review

T. V. Alekseeva*

*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences,
Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

**e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su*

Information about Devonian and Carboniferous palaeosols is limited. In this paper, published data (about 50 sources) on findings of such palaeosols mostly on the territory of paleocontinents Laurussia and Pangea are summarized. For visualization of this information, sketch maps of palaeosols distribution for Devonian, Mississippian, and Pennsylvanian times have been developed. Their analysis shows that most Devonian palaeosols belong to azonal and intrazonal soils; soils of wetlands predominate. The discoveries of Middle and Late Devonian zonal soils—Oxisols and texturally differentiated Alfisols—in the area of Voronezh High (south Russia) are unique. Most of Mississippian palaeosols also belonged to azonal and intrazonal soils. The wide distribution of wetland palaeosols resulted in the increasing area of coal basins (8% of land in comparison with 1% in Devonian). In the area of Moscow sedimentary basin, along with Histosols, zonal palaeosols—Spodosols and others—have been described. Pennsylvanian soil cover consisted of azonal, intrazonal, and zonal soils. In North America and Western Europe, swamp soils were still widely distributed (22% of land was occupied by coal basins). Oppositely, in the area of Moscow sedimentary basin, Pennsylvanian paleosols of semiarid and arid range with palygorskite as the major clay mineral were widely present. The differentiation of Pennsylvanian soil cover of Laurussia and Pangea reflects the changes in climatic zonality of the planet, the rise in its contrast.

Keywords: palaeosols, Devonian, Carboniferous, Central Devonian field, Moscow sedimentary basin

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48:631.412:902/904:504.38

ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗА НА ФОРМИРОВАНИЕ СЕРЫХ ЛЕСНЫХ ПОЧВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ РОССИИ

© 2020 г. А. Ю. Овчинников^а, *, В. М. Алифанов^а, О. И. Худяков^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

*e-mail: ovchinnikov_a@inbox.ru

Поступила в редакцию 25.03.2020 г.

После доработки 13.04.2020 г.

Принята к публикации 27.04.2020 г.

Палеогеографическое развитие природного процесса в позднем плейстоцене на Восточно-Европейской равнине заключалось в его ритмичности и направленности и многократном чередовании холодных и теплых климатических эпох. Возникающие на Восточно-Европейской равнине материковые оледенения, в частности поздневалдайское, отражались в изменениях рельефообразования. Выявлены региональные палеоэкологические условия формирования современного почвенного покрова в ареалах серых лесных почв центральной России. Влияние палеокриогенеза на особенности формирования голоценовых почв рассматривали на примере Владимирской и Московской областей. Во Владимирской области почвы изучали в Суздальском районе на территории археологического памятника “Кибол-5” эпохи раннего средневековья, в Московской области – на ключевом участке “Пушино”. Выявлена дифференциация почв, обусловленная особенностями почвообразующих пород, сформированными под воздействием поздневалдайского палеокриогенеза – микрорельефа на дневной поверхности. Показано, что микрорельеф определен погребенной палеокриогенной полигональной сетью в виде блоков-повышений и разделяющих их межблочных понижений. Подтвержден палеокриогенный генезис микрорельефа за счет палеомерзлотных деформаций (крупных клиновидных грунтовых структур). Крупные криогенные клиновидные грунтовые структуры на исследованной территории формировались около 22–14 тыс. л. н., что подтверждено радиоуглеродными данными. Установлена зависимость формирования голоценовых суглинистых почв центральной России от особенностей почвообразующих пород, которая проявляется на уровне почвенного профиля, почвенного горизонта, почвенных свойств. Высказывается предположение, что именно наличие признаков позднеплейстоценового палеокриогенеза обеспечивает формирование голоценового почвенного профиля, усиливая в нем действие антропогенного фактора. Показано, что поздневалдайский палеокриогенез, как экологический фактор, дифференцирует почвы на уровне типа, формируя комплексную структуру почвенного покрова.

Ключевые слова: палеопочвоведение, антропогенез, поздний плейстоцен, Greyic Phaeozems Albic

DOI: 10.31857/S0032180X20100147

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время в науке большое внимание уделяется изучению особенностей почвообразования в прошлом. Внимание исследователей приковано к позднеплейстоценовому и голоценовому времени развития биосферы. Подобные знания необходимы для понимания процессов возникновения, функционирования современных экосистем и прогнозирования их дальнейшего развития.

Начиная с работ В.В. Докучаева, его коллег, учеников и последователей проблема возраста и эволюции современных почв и почвенного покрова центра Восточно-Европейской равнины занимает одно из ключевых мест в генетическом почвоведении [13, 17, 22, 36, 42, 43, 45]. В послед-

ние десятилетия проведен анализ палеогеографического развития природного процесса в позднем плейстоцене и голоцене на Восточно-Европейской равнине [6, 7, 10, 12, 32, 52–54]. На основе полученных материалов и в результате оживленных дискуссий разработаны стратиграфические схемы деления позднего плейстоцена. Оказалось, что основные закономерности палеогеографического развития природного процесса в позднем плейстоцене заключались в его ритмичности и направленности [10, 14, 44], многократном чередовании холодных и теплых климатических эпох и периодических материковых оледенений [31, 39, 46, 50, 51], приводящих к большей континентальности климата и значительным изменениям в рельефообразовании. Даже за короткое поздне-

валдайское время происходило чередование периодов с максимально холодными и относительно мягкими климатическими условиями [5, 49].

По нашему мнению, анализ палеогеографического развития природного процесса в позднем плейстоцене и голоцене становится более точным, если в качестве объекта исследований используются профили позднеплейстоценовых и голоценовых почв. Например, во многих современных почвах наблюдается сочетание различных взаимодействующих между собой компонентов и явлений, одни из которых возникли под влиянием современных условий среды, другие образовались в перигляциальной зоне древних оледенений. Выяснилось, что позднеплейстоценовые признаки, в частности признаки палеокриогенеза, отчетливо проявляются в современных ландшафтах и почвах центра Восточно-Европейской равнины [2, 4, 5, 9, 25, 27, 33, 34], фиксируя время своего образования. Особый интерес проявляется к изучению роли палеокриогенных процессов и явлений (существовавших в конце позднего плейстоцена – начале голоцена), которые обуславливают эволюцию и дифференциацию современных почв.

В настоящей работе на примере серых лесных почв центра Восточно-Европейской равнины, рассмотрены палеокриогенные явления, сформированные в конце позднего плейстоцена.

По Владимирской (ополье) и Московской областям существуют работы с большим разносторонним фактическим материалом, характеризующим состояние почв, их генезис, естественную и культурную растительность, археологию и этнографию и др. [16, 24, 26, 28, 29, 38, 42, 47]. Но все же почвы этих областей уже полтора столетия привлекают естествоиспытателей, вызывая бурные дискуссии и требуя пополнения знаний об этих регионах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования влияния палеокриогенеза на особенности формирования голоценовых почв проводили на серых лесных почвах во Владимирской и Московской областях. Во Владимирской области почвы изучали на ключевом участке “Кибол” в Суздальском районе. Участок обследования располагался на территории археологического памятника “Кибол-5” эпохи раннего средневековья (согласно полученным радиоуглеродным датам) [24]. Исследовали условия окружающей среды, в частности почв, территории памятника. В Московской области почвы изучали в разных точках ключевого участка “Пушино” в Серпуховском районе.

Территория ключевого участка “Кибол” находится на восточной окраине Суздальского плато у самой границы его перехода к очень слабо волни-



Рис. 1. Аэрофотоснимок ключевого участка “Кибол”. Суздальский район, Владимирская область.

стой, слаборасчлененной, почти плоской поверхности, переходящей к высокой пойме рек Нерль и Каменка. Археологический раскоп и все почвенные разрезы располагались на высоком левом берегу р. Каменки (рис. 1). Ключевой участок находился на неоднородной по почвенному покрову территории, сложенной покровными лёссовидными суглинками с развитыми на них серыми почвами со вторым гумусовым горизонтом [2]. Неоднородность и островное положение массива серых лесных почв и приуроченность к определенным формам рельефа и исключительно к лёссовидным суглинкам свидетельствуют о том, что их генезис связан не только с палеобиоклиматическими условиями, но и с особенностями развития рельефа и формирования почвообразующих пород [28].

Позднеплейстоценовый суглинистый покров Владимирского ополья характеризуется особенно ясными лёссовидными признаками и даже приобретает просадочные свойства, не свойственные покровным суглинкам этих широт. Эти суглинки плащеобразно залегают на всех элементах рельефа: водоразделах, склонах холмов, понижениях между холмами, в верховьях балок. Лёссовидные суглинки имеют тяжелый гранулометрический состав, хорошо сортированы, однородны по профилю и в пространстве, окрашены в палево-бурые тона, содержат известковые, часто пустотелые и окремевшие конкреции карбонатов. По мнению Лаврушина с соавт. [23], толща покровных позднеплейстоценовых почвообразующих пород ополья неоднородна в генетическом отношении. Нижние ее части несут ясные признаки делювиального и

солифлюкционного переотложения. По мнению большинства исследователей водораздельные приповерхностные покровные суглинки имеют эоловый генезис в результате ледниковых образований.

Современные почвы двух разрезов (на блочном повышении и в межблочном понижении) ключевого участка “Кибол” представлены серыми лесными почвами со вторым гумусовым горизонтом (Gryic Phaeozems Albic), а в археологическом шурфе (верхняя часть почвы на блочном повышении) — сильно антропогенно-преобразованными почвами [21, 48].

Ключевой участок “Пушино” хорошо описан в литературе [2]. Территория участка принадлежит северным отрогам Средне-Русской возвышенности. Абсолютные отметки составляют 200–235 м, характерна густая сеть глубоковрезанных оврагов, балок и рек (урез р. Оки находится на отметке 110 м). Все это благоприятствует расчленению территории на отдельные поверхности с различной степенью уклона: от слабонаклонных у водораздельных участков до крутых, непосредственно примыкающих к оврагам и долинам и рек. Междуречные поверхности характеризуются как холмисто-увалистые со сглаженными пологими склонами. Плоские поверхности сохраняются на участках водоразделов между крупными притоками р. Оки.

Территория расположена в южной части Московской синеклизы, коренные породы залегают очень глубоко, осадочные породы представлены отложениями девона, карбона, юры и мела. Наиболее часто в обнажениях встречаются известняки московского отдела карбона (С2). Выше залегают моренные и флювиогляциальные отложения. Днепровские моренные отложения представлены тяжелыми суглинками и глинами с отдельными линзами песка, песчано-гравийной смеси, супеси. Почвообразующими породами служат средние и тяжелые лёссовидные суглинки, и легкие глины мощностью 2–3 м. Среди фракций преобладает пылеватая, в редких случаях суглинки слегка опесчанены. Суглинки палевого цвета с пятнами и светло-охристыми разводами. Редко встречается сизый цвет оглеения с голубоватым и зеленоватым оттенками. Лёссовидные суглинки имеют очень плотное сложение. Суглинки тонко- и сильнопористые. В них встречаются различные по толщине и четкости выраженности субвертикальные трещины.

На ключевом участке вскрыты серые лесные почвы со вторым гумусовым горизонтом (Gryic Phaeozems Albic) [21, 48].

В работе использовали следующие методы.

Почвенно-археологический метод предполагал заложение больших (нестандартных) почвенных разрезов на водораздельных поверхностях и на естественных террасовых обнажениях. Визуальная оценка и проведенная нивелирная

съемка выявили отчетливо проявляющуюся палеокриогенную морфоскульптуру в виде полигонально-блочного микрорельефа (блок и межблочье). Разрезы закладывали отдельно на каждом из элементов микрорельефа. В данном случае археологический шурф располагался на блочном повышении. Здесь рассматривалась антропогенная преобразованность почв за последнюю 1 тыс. лет. Нижняя часть на блочном повышении изучена в фоновом разрезе, заложенном на прилегающей надпойменной террасе, непосредственно под археологическим шурфом. Оба разреза (шурф и на надпойменной террасе) в дальнейшем были объединены в один на блочном повышении. Проведенная нивелирная съемка позволила выявить на дневной поверхности межблочное понижение, в нем также был заложен фоновый разрез.

Картографические исследования включали несколько подходов: а) дешифрирование аэрофотоснимка ключевого участка; б) проведение детальной нивелирной съемки. В совокупности два подхода позволили определить места точного заложения разрезов (на блоке и в межблочье), а также построить карту рельефа дневной поверхности на стратиграфической модели.

На основе морфологического и стратиграфического описания почвенных горизонтов построена детальная модель почвенной толщи.

Физическими методами определяли гранулометрический состав почв и почвообразующих пород [8, 20].

Химическими методами исследовали содержание $C_{орг}$, CO_2 карбонатов, рН водный, подвижные P_2O_5 и K_2O и обменные основания K^+ , Na^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} [1, 3].

На основе морфологических, физических и химических свойств почв определяли принадлежность почв согласно разработанным классификациям [21, 48].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Данные литературы показывают, что на песчаных и суглинистых отложениях Владимирской области отчетливо проявляется палеокриогенная морфоскульптура. Для территории характерно наличие нескольких типов палеокриорельефа: полигонально-блочного, блочно-западного, бугристо-западного и западного [10, 11, 30, 47]. Опираясь на литературные данные и аэрофотоматериалы (рис. 1), микрорельеф территории ключевого участка определен как полигонально-блочный. Он состоит из систем полигонов-блоков и разделяющих их межблочных понижений, которым в разрезах соответствуют палеомерзлотные деформации (клиновидные образования). Палеомерзлотные структуры (или деформации) на исследуемой территории получили широкое распро-

странение около 20–15 тыс. л. н., когда наступило время максимального в плейстоцене похолодания. В это время в перигляциальной зоне, в условиях дефицита влаги, отрицательных температур, отсутствия снежного покрова был дан “старт” формированию полигонально-трещинного рельефа за счет образующихся криогенных структур. С приближением голоцена и в самом его начале в результате смены климатических условий и деградации мерзлоты начали формироваться первые гумусированные горизонты. В это же время действие криогенеза продолжалось, но не так ярко, как в позднем плейстоцене. С наступлением голоцена климатические условия резко меняются в сторону увлажнения и интенсивного почвообразования, вследствие чего ярко выраженный позднеплейстоценовый микрорельеф начинает приобретать более сглаженные формы. Сглаживание форм происходило в результате оплывания грунта с краев (бортов) клиновидных структур к ее центральной части, за счет перераспределения материала с повышенных форм микрорельефа в пониженные. Таким образом, в голоцене, в результате интенсивных почвообразовательных процессов микрорельеф существенно прорабатывался (погребался), становясь реликтовым.

Роль палеокриогенеза в современном функционировании дерново-подзолистых и серых лесных почв, а также почвенного покрова региона в целом подробно освещена [2, 11, 15].

Палеокриогенное происхождение микрорельефа и его влияние на свойства почв изучались в нескольких разрезах-траншеях: на блочном повышении и межблочном понижении. Почву на блоке изучали в двух разрезах: верхняя часть почвы в археологическом шурфе (разрез 10АГ-05, антропогенно-преобразованная), нижняя часть – в разрезе 12АГ-05 (фоновый разрез), заложенном на склоне террасы под археологическим раскопом (рис. 2). Для сравнения свойств почв был заложен фоновый разрез 11АГ-05 в межблочном понижении (рис. 3).

Почвы в разрезах на блоке были объединены в один. По результатам морфологического анализа почв трех разрезов, нивелирной съемки и аэрофотоснимка построена модель поверхностной и почвенной толщи ключевого участка “Кибол” (рис. 4). Модель показывает выраженность полигонального микрорельефа в ландшафте в виде блочных повышений и межблочных понижений, расположение и приуроченность почвенных разрезов к каждому из элементов микрорельефа, расположение археологического раскопа и шурфа. Модель отображает стратиграфические горизонты в полном соответствии с глубиной их залегания, наличие клиновидного образования в межблочном понижении, погребенных почв и распределение веществ по почвенному профилю.



Рис. 2. Профили серой лесной почвы, объединенные в один стратиграфический разрез (блочное повышение, разрез 10АГ-05 (А) и разрез 12АГ-05 (Б)). Ключевой участок “Кибол”.



Рис. 3. Профиль серой лесной почвы (межблочное понижение (разрез 11АГ-05)). Ключевой участок “Кибол”. Суздальский район, Владимирская область.

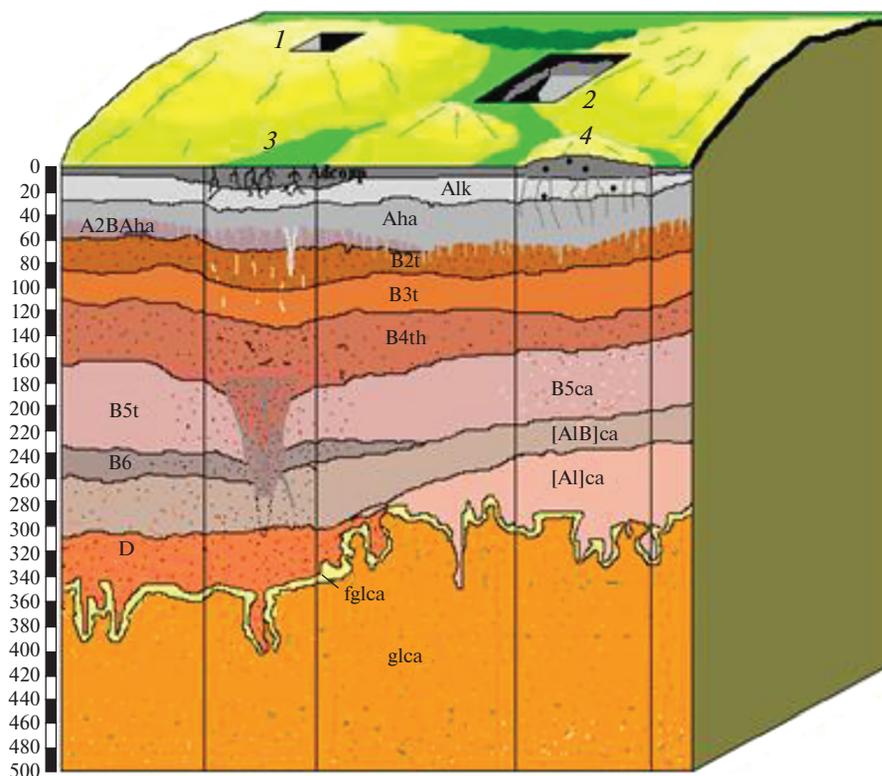


Рис. 4. Модель строения поверхностной толщи ключевого участка “Кибол”. 1 – археологический шурф (разрез 10АГ-05 на блочном повышении); 2 – археологический раскоп; 3 – профиль разреза 11АГ-05 в межблочном понижении; 4 – профиль разреза 12АГ-05 на блочном повышении.

Детальное морфолого-генетическое исследование с составлением почвенной модели позволило выявить основные морфологические различия между почвой на блочном повышении и межблочном понижении.

Отличительной чертой разреза на блочном повышении является обилие карбонатных новообразований в форме плотных стяжений с окремневшим внутренним ядром. Почва подстилается двумя погребенными почвами (“брянской” – гор. [A1]ca и “пушинской” – гор. [A1B]ca), которые, в свою очередь, подстилаются слоем флювиогляциальных песков и морены.

В разрезе межблочного понижения материал по всему профилю (особенно в верхней его части) пронизан небольшими языками-трещинами, образованными вследствие сезонного промерзания грунта. Главной особенностью профиля межблочного понижения является наличие на глубине 176 см клиновидного образования (крупной клиновидной грунтовой структуры). Ширина ее составляет 43 см, на глубине 275 см – 12 см. Крупная клиновидная грунтовая структура имеет палеокриогенный генезис. Материал клина в отличие от вмещающей породы интенсивно разбит субвертикальными трещинами, формирующими

четко выраженную крупнопризматическую структуру. Клиновидная грунтовая структура в профиле располагается выше залегающей погребенной “пушинской” почвы, формирование которой происходило 20–15 тыс. л. н. [2]. Известно, что после погребения “брянской” и “пушинской” почв наступил этап максимума валдайского оледенения – ярославский криогенный этап. Следовательно, исследуемая клиновидная грунтовая структура моложе двух погребенных почв и могла быть сформирована только в результате криогенного растрескивания древней дневной поверхности. Со временем над криогенными трещинами сформировались пониженные формы микрорельефа, и на изучаемой территории возник реликтовый полигонально-блочный микрорельеф.

Следует отметить несколько морфологических отличий, которые связаны с действием палеокриогенеза. Одно из них – отсутствие горизонта B6 в почве блочного повышения, другое – отсутствие “брянской” погребенной почвы в межблочном понижении. Полагаем, что отсутствие упомянутых горизонтов это последствия длительного палеокриогенного преобразования почвы, например, в межблочном понижении, или завуалирование горизонтов в результате интенсивных

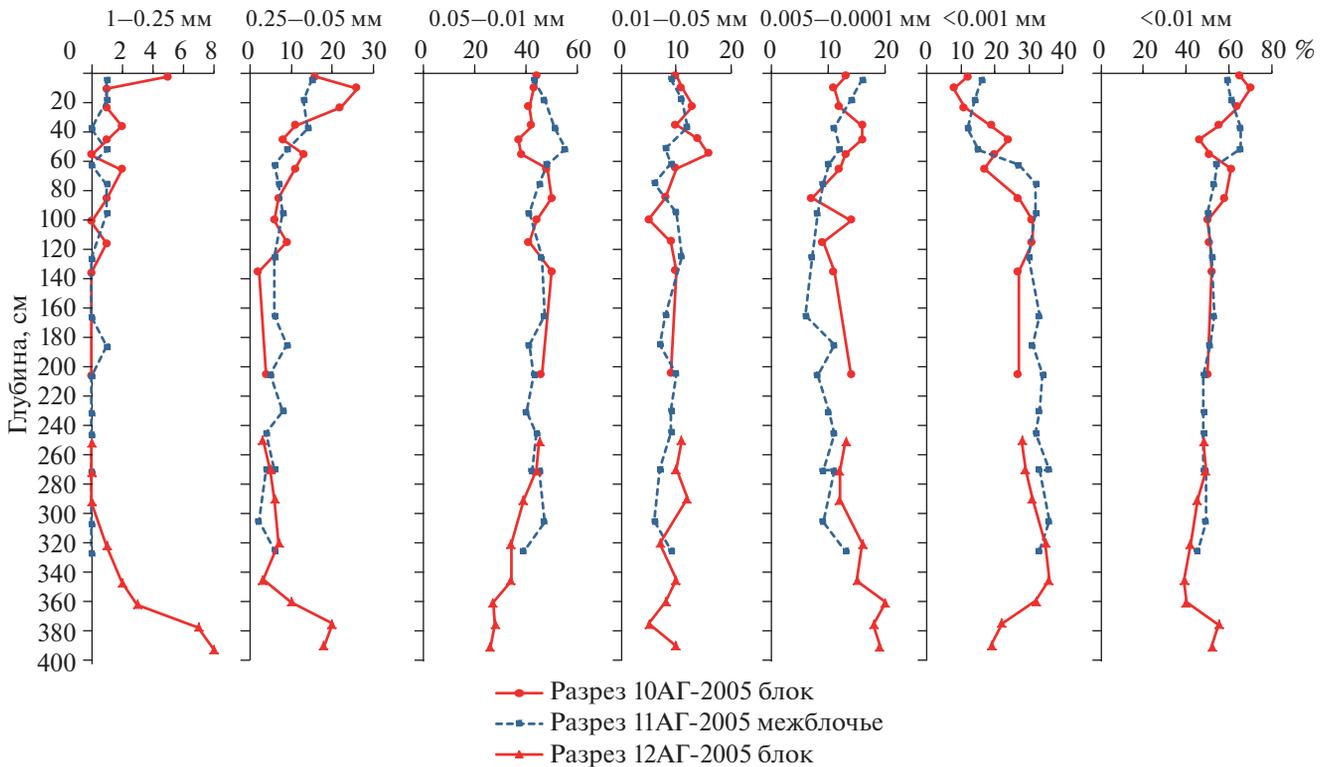


Рис. 5. Гранулометрический состав серых лесных почв. Ключевой участок "Кибол".

почвообразовательных процессов, например, на блочном повышении и, вероятно, смещения в сторону пониженных форм рельефа.

Изученные физические и химические характеристики ключевого участка выявили дифференциацию почв в связи с палеокриогенезом, а на археологическом памятнике эта разница обусловлена еще и действием антропогенного фактора в прошлые эпохи.

Почвы на разных элементах микрорельефа различаются по гранулометрическому составу. В целом почвы ключевого участка относятся к легким глинам, тяжелым и средним суглинкам (рис. 5) [8, 20], но существуют некоторые отличия. В почве блочного повышения верхняя часть до горизонта Aha – среднесуглинистая, до горизонта [A1B]ca – тяжелосуглинистая, погребенные почвы – глинистые. В почве межблочья только верхняя часть среднесуглинистая, начиная с горизонта Aha – тяжелосуглинистая до дна разреза. Преобладающими являются фракции ила и крупной пыли. Содержание фракции ила с глубиной существенно увеличивается. В почве межблочного понижения в отличие от блочного повышения фракция крупной пыли распределяется равномерно по всему профилю и ее содержание выше по сравнению с блочным повышением. Преобладание фракции крупной пыли и ее равномерное распределение по всему профилю межблочного понижения связы-

ваем с длительным криогенным преобразованием почвы межблочного понижения.

Химический анализ серых лесных почв на блочном повышении и в межблочном понижении представлен на рис. 6. Отметим нехарактерное для естественных почв очень высокое содержание $C_{орг}$ в культурном слое и горизонте Aha разреза 10AG-05 и неравномерное уменьшение его содержания с глубиной, что связано с антропогенной деятельностью в средневековье.

Содержание CO_2 карбонатов, не характерное для почв изучаемого региона, отличается от такового в естественных почвах, особенно заметно выделяется культурный слой разреза 10AG-05. Карбонаты присутствуют с поверхности, в культурном слое их содержание достигает 1.9%. Средняя часть профиля от карбонатов выщелочена. Этот факт мы относим к антропогенной закарбончатости почв (рис. 6). С глубины 1.5 м они вновь появляются, и их содержание достигает 4%, что, по-видимому, связано со свойствами почвообразующих пород. Новообразования сформированы в горизонте B5ca исключительно в почве блочного повышения. Этот факт мы также относим к антропогенной закарбончатости почв.

Необычно высокими для естественных почв Суздальского района являются значения pH водного, они могут достигать 8 ед. Однако почва в

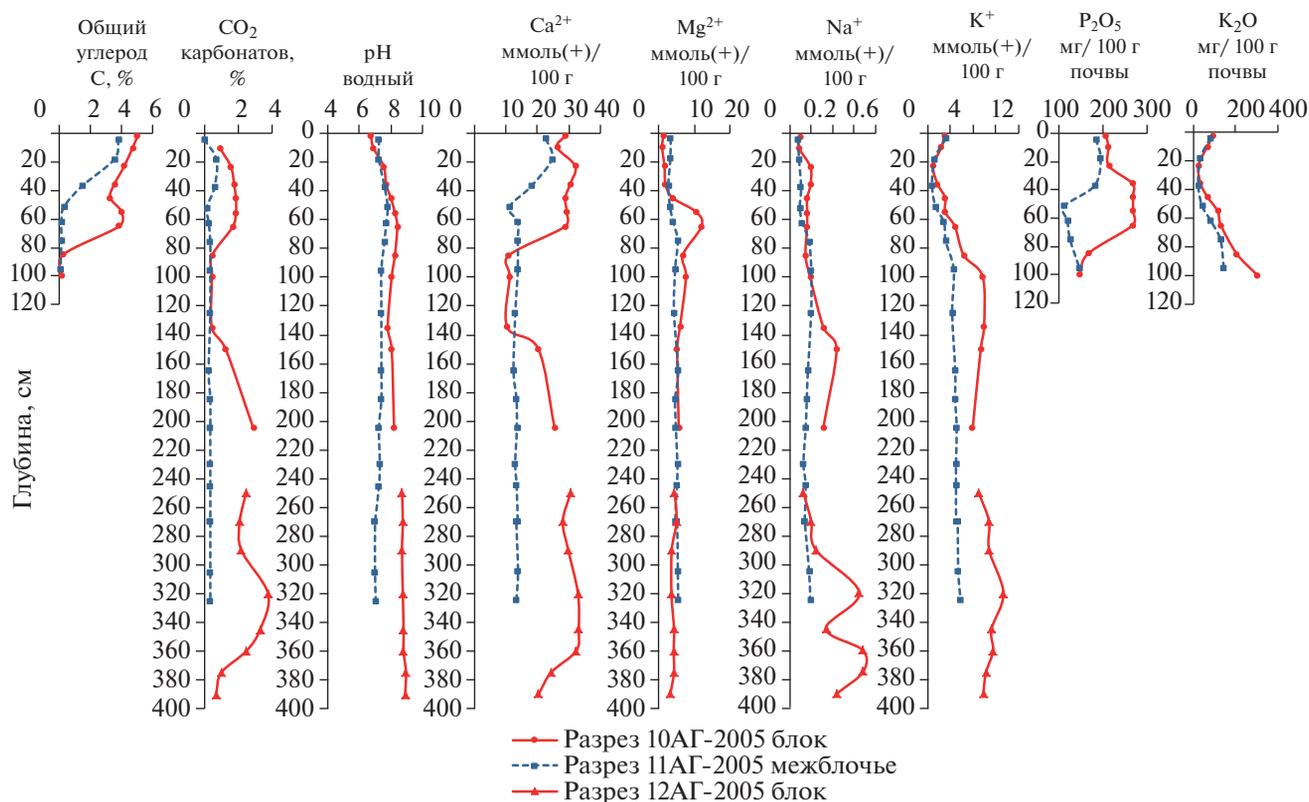


Рис. 6. Химические свойства серых лесных почв. Ключевой участок “Кибол”.

межблочном понижении содержит меньше карбонатов, т. е. она частично промывается от карбонатов. Все это связано с пониженной формой микрорельефа, обуславливающей дополнительную аккумуляцию и распределение влаги по профилю. Значения pH среды в межблочном понижении относятся к слабокислым. Соответственно, криогенная структура, формирующая межблочье обеспечивает больший транзит веществ вниз по профилю, а более кислая реакция среды и дополнительная влага ускоряют процессы растворения и выноса карбонатов. В почве блочного повышения такой характер распределения не выявлен.

Еще один факт, свидетельствующий о наличии зональных почвенных процессов, отрицаемых некоторыми исследователями [35], — верхняя часть культурного слоя в разрезе 10AG-05 (горизонты Ad и A1сов) под влиянием современных биоклиматических условий по значениям pH перешла из щелочного ряда в ряд слабокислых.

На блочном повышении, в археологическом шурфе, содержание поглощенных Ca^{2+} , особенно Mg^{2+} , обменного K^+ выше по сравнению с естественными почвами. Большие значения содержания этих элементов позволяют уверенно говорить об их вовлеченности в процесс элювиально-иллювиальной дифференциации.

Содержание обменного Na^+ имеет низкие значения в обеих почвах, а распределение обменного K^+ — наоборот большие. В почве блочного повышения его содержание резко возрастает в средней и нижней частях профиля. В почве межблочья содержание обменного K^+ несколько увеличивается вниз по профилю.

Еще более нехарактерным для естественных серых лесных почв является факт сильной обогащенности верхней части профиля подвижными формами P_2O_5 и K_2O . Обычно содержание этих подвижных соединений редко превышает 10–15 и 4–5 мг/100 г почвы соответственно. Значения для подвижных P_2O_5 и K_2O более 200 мг/100 г почвы свидетельствуют о сильном антропогенном воздействии (рыболовство и др.). В разрезе 11AG-05 в межблочье, который по морфологическим характеристикам отвечает статусу фоновой почвы и не затронут антропогенезом, значения в среднем составляют около 150 и 50 мг/100 г почвы соответственно. При этом подвижный P_2O_5 вовлекается в процесс элювиально-иллювиальной дифференциации. Вероятно, такие значения фоновые почвы приобретают за счет расположения в пониженной ферме рельефа. Разрез находится на склоновой поверхности и находится непосредственно у археологического объекта, т. е. дополнительно привно-

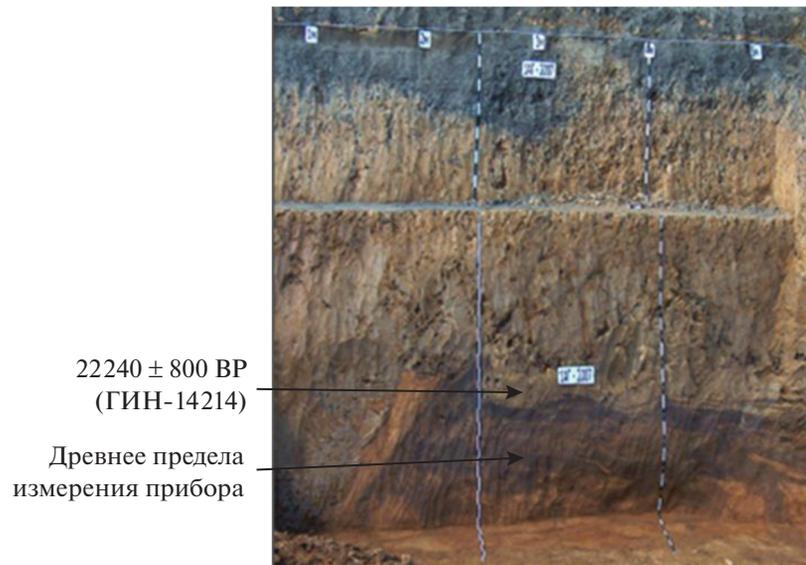


Рис. 7. Разрез 1АГ-2007 (межблочье). Серая лесная почва. Ключевой участок “Пушино”. Приведена радиоуглеродная дата, соответствующая “брянской” погребенной почве. Серпуховской район, Московская область.

сятся химические элементы в естественные почвы, увеличивая их показатели.

К сожалению, мы не проводили радиоуглеродное датирование погребенных почв и крупной грунтовой структуры на ключевом участке “Кибол”. Но все же попытались доказать, что именно такие поздневалдайские криогенные структуры формировали межблочные понижения.

В доказательство были взяты данные, частично опубликованные в литературе [2]. Почвы, рассматриваемые в работе [2], изучались в ареале серых лесных почв Московской области в окрестностях г. Пушино в 250 км к юго-западу от ключевого участка “Кибол”.

Один из разрезов-траншей (разрез 1АГ-2007, межблочье) заложен в 15 км к западу от г. Пушино. Он вскрыл крупную криогенную грунтовую структуру, рассекающую нижележащую погребенную почву (рис. 7).

Согласно стратиграфии профиля и проведенного радиоуглеродного датирования, криогенная структура была сформирована после 22240 ± 800 BP (ГИН-14214) в один из этапов валдайского похолодания (17–15 тыс. л. н.). Полученная радиоуглеродная дата точно соответствует брянскому интервалу, в котором сформировалась погребенная почва. По всем параметрам она аналогична погребенной почве, рассматриваемой на ключевом участке “Кибол”.

Еще один разрез заложен в 10 км к югу от г. Пушино. Он также вскрыл крупную криогенную грунтовую структуру, на фотографии она имеет сизый цвет (оглеение) в отличие от вмещающей породы (рис. 8). Подобная закономерность отчет-

ливо проявляется в современных почвах Западной Сибири.

Нужно отметить, что многочисленные разрезы, заложенные в межблочьях в районе г. Пушино приурочены к крупным клиновидным грунтовым структурам. На рис. 8 показано стратиграфическое строение одной из таких структур, вскрытой траншеей (разрез 6АГ-2007), ориентированной строго по линии, соединяющей два соседних блочных повышения. Структура имеет четкую клиновидную форму, ее высота составляет 3 м (такие же размеры имеет клиновидная структура, вскрытая в разрезе 1АГ-2007). Заполнена структура суглинком, перекрыта погребенной почвой, радиоуглеродный возраст которой составляет 14570 ± 300 BP (ИГАН-3808). Материал заполнения структуры однородный (что предполагает постепенное систематическое заполнение пустот, образовавшихся при растрескивании, а не постадийное заполнение при вытаивании части ледяной жилы); отсутствие в материале заполнения участков с горизонтально слоистым (водного генезиса) сложением; четкая незамытая граница структуры и вмещающего материала; постепенный переход клиновидной структуры в ее верхней части в перекрывающий покровный суглинок. Эти особенности свидетельствуют о формировании клиновидной структуры как изначально грунтовой, а не псевдоморфозы по повторно-жильным льдам [18, 19]. Сизый цвет структуры в отличие от вмещающей породы говорит о том, что здесь происходит процесс дополнительного увлажнения и застоя влаги. Структура как бы притягивает к себе дополнительную влагу. Наличие железистых

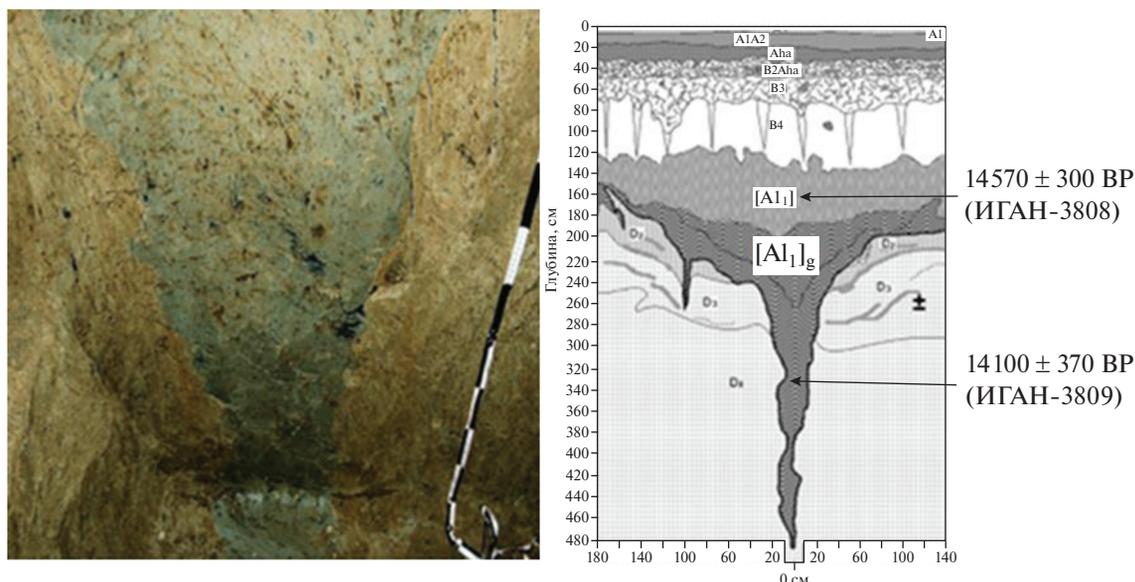


Рис. 8. Разрез БАГ-2007 (межблочье). Серая лугово-лесная почва. Ключевой участок “Пушино”. Фото морфологии клиновидной грунтовой структуры. Схема морфологического строения клиновидной грунтовой структуры. Приведена радиоуглеродная дата, соответствующая ярославскому похолоданию.

прослоев и пятен говорит об изменении водного режима в самой структуре. Во вмещающей породе подобная морфологическая закономерность не обнаружена. Вероятно, между структурой и вмещающей породой существует субвертикальный геохимический барьер, препятствующий латеральному перераспределению влаги. Механизм формирования такого барьера мы связываем с уплотнением материала вмещающей породы при длительном формировании криогенной структуры.

На основе данных радиоуглеродного датирования погребенной почвы можно предположить, что процессы осадконакопления и ярославского криогенеза прекратились и стали преобладать почвообразовательные процессы. Более молодая радиоуглеродная дата, полученная по образцу, взятому из клиновидной структуры, может свидетельствовать или об омоложении материала, или о постепенном заполнении структуры материалом, формирующимся на дневной поверхности. В результате почвообразовательных процессов и оплывания грунта (от краев клиновидной структуры к ее центральной части и постепенному ее заполнению), над криогенной трещиной (крупной клиновидной грунтовой структурой) сформировалась пониженная форма микрорельефа и на изучаемой территории возник реликтовый полигонально-блочный микрорельеф.

Общая стратиграфия профилей во Владимирской и Московской областях, приведенные данные радиоуглеродного датирования могут свидетельствовать о том, что все рассмотренные крупные грунтовые структуры формировались примерно в

одно время. Нужно отметить, что некоторая идентичность морфологических особенностей криогенных структур (строение и размеры), выявленная в почвах на разных ключевых участках, предполагает схожесть в интенсивности процессов палеокриогенеза на обширных территориях центральной России. В данном случае в пределах 250–300 км влияние палеокриогенных процессов на почвы и почвообразующие породы было одинаковым.

С экологических позиций палеокриогенез изменяет направление почвообразовательного процесса через палеокриогенный процесс формирования западно-блочного микрорельефа плейстоцен-голоценового времени. По данным радиоуглеродного анализа процессы микрорельефообразования получили широкое развитие в период похолодания 22–14 тыс. л. н. Образование в рельефе местности западин является начальным процессом перераспределения осадков в межблочья и западины через поверхностный сток в системе блок-межблочье-западина, что в конечном итоге приводит к формированию криоморфного типа водного режима, имеющего сезонный период формирования. Нужно отметить, что перераспределение осадков по элементам микрорельефа значительное. Согласно топографическим данным в разных точках ключевого участка “Пушино”, относительное превышение блочных повышений над межблочными понижениями достигает 35–80 см. В вегетационный период, почвы межблочий и западин получают дополнительную влагу к норме осадков через поверхностный сток. В этот период почва до глубины 100–130 см увлажняется до значений наименьшей

влажности или до категории общей полевой влагоемкости [37, 41]. В холодный период почвы межблочных понижений относительно блочных повышений накапливают влагу в форме снега. Кроме того, при промерзании в почвах межблочных понижений преобладает процесс намерзания влаги в форме льда. В верхних горизонтах мерзлой почвы намерзание влаги в форме льда превышает общую пористость на 30–40 мм. В отдельные годы намерзание влаги превышает общую пористость на 47–59 мм.

При оттаивании почвы в весенний период в протаявшем слое почвы формируется надмерзлотная верховодка. Это означает, что на период протаивания мерзлоты почва межблочных понижений формируется в условиях лугового типа водного режима. Это дает основание отнести почвы межблочных понижений и западин к почвам лугового типа почвообразования, а в некоторых случаях сами почвы отнести к типу серых лесных глеевых (к подтипу серых лесных поверхностно-глееватых (и поверхностно-луговатых)).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ литературных данных, собственные наблюдения и использованный картографический метод выявили наличие на поверхности ключевых участков палеокриогенного полигонально-блочного микрорельефа. Микрорельеф состоит из систем полигонов-блоков и разделяющих их полигональных ложбин (межблочных понижений). В отличие от блочных повышений межблочные понижения сформированы за счет крупных клиновидных грунтовых образований, что подтверждает палеокриогенный генезис. Под блочными повышениями палеомерзлотных деформаций не выявлено. Крупные криогенные клиновидные структуры на исследованной территории получили широкое распространение около 22–14 тыс. л. н., на что указывают радиоуглеродные данные. Согласно литературным палеогеографическим данным, в это время на исследуемой территории существовали максимальные для позднего плейстоцена похолодания и сформировался ярко выраженный полигонально-блочный микрорельеф. С наступлением голоцена сменилась природная обстановка, активизировались почвообразовательные процессы, в совокупности повлиявшие на нивелирование и погребение палеокриогенного микрорельефа, переводя его в реликтовый.

Примененный комплекс методов показал, что палеокриогенный микрорельеф значительно дифференцирует морфолого-генетические свойства почв. Это проявляется в наличии или отсутствии определенных горизонтов в профилях почв и изменении их свойств. Палеокриогенез обусловил отличия почвы на блочном повышении и в меж-

блочном понижении по морфологическим признакам, физическим и химическим характеристикам. Почвы археологических объектов в результате влияния палеокриогенного и антропогенного факторов еще более дифференцированы по химическим показателям.

Позднеплейстоценовый палеокриогенез обусловил формирование, дифференциацию и современное функционирование серых лесных почв Владимирской и Московской областей.

Палеокриогенез, как экологический фактор, изменяет направление почвообразовательного процесса на уровне типа, формируя комплексную структуру почвенного покрова центральной России.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственного задания № 0191-2019-0046. Аналитические работы осуществляли в ЦКП ИФХиБПП РАН при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 17-04-00078_а и 19-29-05178_мк).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М., 1975. 436 с.
2. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 160 с.
3. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
4. Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.
5. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 272 с.
6. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130000 лет. М.: ГЕОС, 2008. 264 с.
7. Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Величко А.А. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992. С. 8–36.
8. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
9. Величко А.А. Реликтовая криогенная морфоскульптура Русской равнины, ее научное и прикладное значение // Доклады АН СССР. 1964. Т. 158. № 5. С. 1078–1081.

10. *Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
11. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М.* Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
12. *Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И., Новенко Е.Ю.* Геохронология палеолита Восточно-Европейской равнины // *Ландшафтно-климатические изменения, животный мир и человек в позднем плейстоцене и голоцене.* М.: ИГ РАН, 1999. С. 19–50.
13. *Герасимов И.П.* Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976. 299 с.
14. *Глушанкова Н.И.* Эволюция и особенности плейстоценового педогенеза в бассейнах Дона, Волги, Камы // *Квартер 2005 – IV Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода.* Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 85–87.
15. *Гугалинская Л.А.* Почвообразование и криогенез Центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушкино, 1982. 204 с.
16. *Гугалинская Л.А., Иванникова Л.А., Алифанов В.М., Антошечкина Н.А.* Педоциклиты серой лесной и погребенной брянской почв Владимирского ополья и биологические методы их диагностики // *Почвоведение.* 2001. № 10. С. 1157–1169.
17. *Докучаев В.В.* Избр. соч. Т. 1. Русский чернозем. М.: Сельхозгиз, 1948. 435 с.
18. *Каплина Т.Н., Романовский Н.Н.* О псевдоморфозах по повторно-жильному льду // *Перигляциальные явления на территории СССР.* М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. С. 101–121.
19. *Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Грунтовые жилы, связанные с морозобойным растрескиванием // *Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии.* М.: Наука, 1973. С. 79–90.
20. *Качинский Н.А.* Методы механического и микроагрегатного анализа почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1943. 45 с.
21. *Классификация и диагностика почв СССР.* М.: Колос, 1977. 224 с.
22. *Козловский Ф.И., Горячкин С.В.* Почва как зеркало ландшафта и концепция информационной структуры почвенного покрова // *Почвоведение.* 1996. № 3. С. 288–297.
23. *Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А.* Геолого-палео-экологические события позднего плейстоцена в районе палеолитического поселения Сунгирь // *Позднепалеолитическое поселение Сунгирь (Погребения и окружающая среда).* М.: Научный мир, 1998. С. 189–218.
24. *Макаров Н.А., Федорина А.Н., Зайцева Г.И., Гротс П.М.* Радиоуглеродные даты памятников раннего железного века-средневековья в Суздальском Ополье // *Российская Археология.* 2011. № 4. С. 35–51.
25. *Макеев А.О.* Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 300 с.
26. *Макеев А.О., Дубровина И.В.* География, генезис и эволюция почв Владимирского ополья // *Почвоведение.* 1990. № 7. С. 5–25.
27. *Марков К.К.* Изучение перигляциальных образований (обзор) // *Известия АН СССР. Сер. географическая.* 1959. № 2. С. 113–127.
28. *Матинян Н.Н., Керзум П.П., Русаков А.В.* Ландшафтно-исторические аспекты генезиса серых лесных почв северо-западной окраины Владимирского ополья // *Почвоведение.* 2003. № 5. С. 517–527.
29. *Модель адаптивно-ландшафтного земледелия Владимирского ополья /* Под ред. Кирюшина В.И., Иванова А.Л. М.: Агроконсалт, 2004. 455 с.
30. *Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
31. *Москвитин А.И.* Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976. 203 с.
32. *Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет /* Под ред. Герасимова И.П., Величко А.А. М.: Наука, 1982. 156 с.
33. *Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена /* Отв. ред. Марков К.К., Спасская И.И. М.: Наука, 1975. 223 с.
34. *Порожнякова О.М.* Реликтовый криогенный микрорельеф южной части Брянской области // *Геоморфология.* 1979. № 3. С. 86–93.
35. *Радов А.С., Пустовой И.В., Корольков А.В.* Практикум по агрохимии. М.: Колос, 1978. 851 с.
36. *Розов Н.Н.* Серые лесные почвы Европейской части СССР // *Почвы юго-восточной Европы.* София, 1964. 416 с.
37. *Роде А.А.* Избр. тр. Т. 4. Проблемы гидрологии почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2009. 598 с.
38. *Рубцова Л.П.* О генезисе почв Владимирского ополья // *Почвоведение.* 1974. № 6. С. 17–27.
39. *Свиточ А.А.* Палеоландшафты плейстоцена (анализ и актуальные вопросы) // *Квартер 2005 – IV Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода.* Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 386–387.
40. *Сычева С.А., Хохлова О.С., Седов С.Н.* Генезис, ¹⁴C-возраст и длительность почвообразования Брянской палеопочвы Среднерусской возвышенности по разным датирующим материалам // *Бюл. Комиссии по изучению Четвертичного периода.* М.: ГЕОС, 2015. № 74. С. 53–68.
41. *Теории и методы физики почв /* Под ред. Шеина Е.В., Карпачевского Л.О. М.: Гриф и К., 2007. 616 с.
42. *Тюрюканов А.Н., Быстрицкая Т.Л.* Ополья центральной России и их почвы. М.: Наука, 1971. 239 с.
43. *Чендев Ю.Г.* Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. М.: ГЕОС, 2008. 212 с.
44. *Шик С.М.* Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы // *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* 1998. № 4. С. 105–109.
45. *Шоба С.А.* Морфогенез почв таежно-лесной зоны. М.: НИА-Природа, 2007. 299 с.
46. *Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л. н.).* М.: Товарищество научных изданий КМК, 2008. 556 с.

47. *Alifanov V.M., Gugalinskaya L.A., Ivannikova L.A., Ovchinnikov A.Yu.* Soil Poligenesis in the Northeast Part of Vladimir Opolie // *Eurasian Soil Science*. 2006. V. 39. Suppl. 1. P. S31–S39. <https://doi.org/10.1134/S1064229306130072>
48. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Update 2015. FAO, Rome, 2015. 192 p.
49. *Seidenkrantz M.-S., Bornmalm L., Johnsen S.J. et al.* Two-step deglaciation at oxygen isotope stage 6/5e transition: the Zeifeen-kattegat Climate Oscillation // *Quater. Sci. Rev.* 1996. V. 15. P. 63–75. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00086-0](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00086-0)
50. *Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyakov D.Yu. et al.* Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // *Boreas*. 1999. V. 28. P. 234–242. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00217.x>
51. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quater. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
52. *Velichko A.A., Nechayev V.P.* Late Pleistocene Permafrost in European USSR // *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. Minneapolis: Univ. Minn. Press, 1984. P. 79–86.
53. *Velichko A.A., Nechayev V.P.* Cryogenic regions during the last glacial maximum (permafrost) // *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere*. Budapest; Stuttgart, 1992. P. 108–109.
54. *Velichko A.A., Zelikson E.M.* Landscape, climate and mammoth food resources in the East European Plain during the Late Paleolithic epoch // *Quater. Int.* 2005. V. 126–128. P. 137–151.

The Influence of Paleocryogenesis on the Formation of Gray Forest Soils in Central Russia

A. Yu. Ovchinnikov^{1,*}, V. M. Alifanov¹, and O. I. Khudyakov¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

*e-mail: ovchinnikov_a@inbox.ru

The paleogeographic development of natural process in the East European Plain in the Late Pleistocene was controlled by the rhythmic repeated alternation of cold and warm climatic epochs. Periodic continental glaciations, in particular, the Late Valdai glaciation, led to changes in terrain formation. Regional paleoenvironmental conditions for the formation of modern soil cover in the areas of gray forest soils in Central Russia were identified. Field studies of the influence of cryogenesis on the development of Holocene soils were conducted in the area of the Early Medieval archaeological monument Kibol-5 (Suzdal district of Vladimir oblast) and in the area of Pushchino (Moscow oblast). The differentiation of soils related to the specificity of their parent materials formed under the influence of the Late Valdai paleocryogenesis and the microtopography of the surface was analyzed. It was found that the surface microtopography is controlled by the buried paleocryogenic polygonal network of elevated blocks and hollows separating them. The presence of paleocryogenic deformations—large wedge-shaped structures—confirms the paleocryogenic genesis of this network. Large wedge-shaped structures in the studied area were formed about 22–14 ka ago as indicated by the radiocarbon data. According to the paleogeographic literature, this time was characterized by the maximum cooling in the Late Pleistocene, which contributed to the activity of cryogenic processes. With the onset of the Holocene, the natural environment changed, and soil-forming processes were activated. Some leveling and burying of the paleocryogenic microrelief turned it into the relict one. However, the paleocryogenic microrelief significantly differentiated the morphological and genetic properties of soils, manifested in the presence or absence of certain horizons in soil profiles, changed the properties of horizons or erased them. The soils on elevated blocks differ from the soils developed in the hollows in their morphology and physical and chemical characteristics. The soils of archaeological sites formed under the influence of both paleocryogenic and anthropogenic factors and are even more differentiated by chemical indicators. Thus, the Late Pleistocene paleocryogenesis as ecological factor changes the direction of pedogenesis at a high taxonomic level and contributes to the development of complex soil cover patterns in central Russia.

Keywords: paleopedology, anthropogenesis, Late Pleistocene, Greyzemic Phaeozems (Albic)

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ТУНДРОВОЙ ЗОНЕ ПРИМОРСКИХ НИЗМЕННОСТЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ

© 2020 г. С. В. Губин^а, *, А. В. Лупачев^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

*e-mail: gubin.stas@mail.ru

Поступила в редакцию 25.02.2020 г.

После доработки 08.04.2020 г.

Принята к публикации 25.05.2020 г.

Поверхности приморских низменностей северо-востока Сибири сложены позднеплейстоценовыми высокольдистыми органосодержащими суглинистыми отложениями ледового комплекса и продуктами их голоценовой переработки. Для тундровой зоны установлена зависимость основных трендов современного почвообразования от положения почв в рельефе и возраста его отдельных элементов. За период голоцена под влиянием термокарста здесь сформировался рельеф, состоящий из останцов позднеплейстоценовых равнин и разделяющих их обширных озерно-аласных котловин. На плакорных поверхностях и в верхних частях склонов останцов доминирует криоземообразование. В профилях криоземов под влиянием криоциклического почвообразования, получившего активное развитие в последние 2–4 тыс. лет, идет формирование органо-минеральных надмерзлотно-аккумулятивных горизонтов. Глееобразование доминирует в почвах на поверхностях голоценовых террас озерно-аласных котловин среднего и низкого уровней. Торфонакопление приобретает устойчивый прогрессирующий характер на наиболее молодых формах рельефа – днищах озерно-аласных котловин.

Ключевые слова: криозем, Cryosol, глеезем, Gleysol, торфяные почвы, Histosol, ледовый комплекс, едома, алас

DOI: 10.31857/S0032180X20100081

ВВЕДЕНИЕ

Обширные территории тундр приморских низменностей северо-востока Сибири (Колымская и Яно-Индибирская низменности) характеризуются общей историей формирования в плейстоцене, развития в голоцене, значительным сходством состава почвообразующих пород (высокольдистые пылевато-суглинистые позднеплейстоценовые отложения ледового комплекса), мерзлотной и биоклиматической обстановок. Отличительными особенностями территории является резкая континентальность климата, низкая теплообеспеченность летнего периода, наличие реликтового органического вещества в почвообразующих породах, широкое проявление процессов криогенного массообмена и активное развитие термокарста, приводящее к перестройке ландшафтной обстановки, почв и почвенного покрова. Эти особенности определяют характер и направленность основных трендов современного почвообразования на основных формах рельефа низменностей – останцах позднеплейстоценовых равнин и в озерно-аласных котловинах. Представленные материалы являются частичным обобщением результа-

тов палеогеографических, палеопочвенных, мерзлотных и почвенных исследований, проводимых сотрудниками лаборатории криологии почв ИФХиБПП РАН в тундрах и на севере таежной зоны приморских низменностей севера Якутии в течение последних 40 лет.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучали почвы, развитые в арктической, типичной и южной подзонах тундр севера Якутии, преимущественно в пределах Колымской низменности (рис. 1). Особенности отложений ледового комплекса (ЛК), преимущественно слагающих низменности, климата, мерзлотной обстановки, высокой динамики перестройки ландшафтов в голоцене и целый ряд других факторов, определяющих специфику протекающего здесь современного почвообразования, вызвали необходимость внесения корректив и модификации подходов проведения почвенных исследований.

В условиях близкого (менее 1 м) залегания многолетней мерзлоты большинство почвенных исследований проводили со второй половины августа, в сроки, близкие к периоду максимального



Рис. 1. Ключевые участки исследований: 1 – р. Аллаиха; 2 – р. Бол. Хомус-Юрях; 3 – р. Алазея; 4 – р. Бол. Куропаточья; 5 – среднее течение р. Бол. Чукочья; 6 – р. Бол. Коньковая I; 7 – р. Бол. Коньковая II; 8 – м. Мал. Чукочий; 9 – устье р. Сухарная; 10 – пос. Полярный (Русское Устье). Пунктир – северная граница лесной зоны.

оттаивания профилей, что позволило получить новые представления о строении надмерзлотных частей профилей и протекающих в это время процессах.

Исследования почв вели в небольших траншеях, пересекавших основные элементы мерзлотного нанорельефа – нанополлигоны и разделяющие их межнанополлигональные понижения. Почвенные разрезы и траншеи углубляли в верхний слой подстилающей мерзлоты на 10–15 см и дополняли послышной расчисткой их дна до этих глубин. Параллельно в многочисленных термоэрозионных обрывах и обнажениях изучали строение и свойства подстилающих почву многолетнемерзлых отложений с целью установления границы максимального оттаивания в голоцене и характера их взаимодействия с ныне формирующимися почвами. При проведении исследований использовали подход с заложением почвенных катен, позволивший охарактеризовать почвы и ход почвообразования на плакорных участках и террасах многочисленных озерно-аласных котловин, различающихся возрастом и положением в мезорельефе.

Одной из специфических черт тундрового почвообразования является криоцикличность развития многих формирующихся почв [2, 10, 31, 34, 38, 43]. Под ней понимается периодическое образование пятен с частичным или полным нарушением существовавшего профиля, последующим их зарастанием, формированием новых профилей,

сменяющихся следующим циклом пятнообразования. В связи с этим был использован подход изучения генетических рядов почв: почв под свежими пятнами излияния грунта; почв, находящихся на различных стадиях зарастания; почв с полноразвитыми, зрелыми профилями. На ряде ключевых участков в типичной тундре Колымской низменности в течение более 20 лет с периодичностью раз в 3–5 лет фиксировалось образование свежих пятен, динамика их зарастания и изменения свойств формирующихся почв. Проводимые исследования сопровождались эпизодическими зимними наблюдениями за гидротермическим режимом, процессами льдовыделения и пятнообразования в профилях почв.

Аналитические исследования почв и отложений проводили в центре коллективного пользования ИФХиБПП РАН по общепринятым методикам, ряда физических свойств – в лаборатории Северо-Восточной комплексной научной станции Тихоокеанского института географии ДВО РАН (пос. Черский, Республика Саха).

РЕЛЬЕФ НИЗМЕННОСТЕЙ И РОЛЬ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ СВОЙСТВ ИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Голоценовая перестройка равнинных ландшафтов Берингии [7, 18, 35, 39], занимавших в



Рис. 2. Типичные ландшафты тундровой зоны приморских низменностей северо-востока Сибири, низовья р. Бол. Чукочья. А – спутниковый снимок; Б – общий вид ландшафта (1 – едомные останцы позднеплейстоценовых равнин; 2 – голоценовые термокарстовые озерно-аласные котловины).

позднем плейстоцене территории низменностей под влиянием активных термокарстовых процессов привела к формированию холмистого рельефа, состоящего из останцов позднеплейстоценовых равнин, сложенных отложениями ЛК, известных под названием “едома” и множества озерно-аласных котловин (“аласов”) (рис. 2). Сохранению едом способствуют условия относительно повышенного дренажа территорий, вследствие чего основные их массивы примыкают к долинам дренирующих низменности небольших рек. В поперечнике едомы могут достигать сотен метров, над урезом современной гидросети их поверхности подняты на 20 м в тундровой зоне и до 80 м – на севере таежной [18, 40].

Мощность отложений ЛК на севере таежной зоны достигает 100 м и постепенно уменьшается к побережью. На территории низменностей отложения ЛК имеют покровный характер. Их формирование связывается с поздним плейстоценом (МИС 5 – МИС 2). Над урезом современной гидрографической сети доминируют толщи возраста от 40–50 до 13 тыс. лет (МИС 3 – МИС 2) [3, 19, 29, 40]. Отложения ЛК рассматриваются как продукт накопления пылеватого материала в условиях тундростепных ландшафтов и сурового климата с очень холодной малоснежной зимой, коротким сухим и достаточно теплым летом [14, 28]. Толщи находятся в многолетнемерзлом состоянии, содержат мощные (до 8 м) жилы повторно-жильных льдов, обладают монотонным строением, окрашены в серовато-голубые тона.

Материал ЛК содержит органическое вещество. Базируясь на специфике его состава и происхождения, ареал этих отложений предложено

выделять в качестве Северо-Восточной провинции органосодержащих пород [8]. Материал ЛК проработан синлитогенным почвообразованием, не дифференцирован на генетические горизонты. Признаки почвообразования проявляются в присутствии органического материала в виде сильно измельченного растительного детрита (0.1–0.01 мм), мелких остатков корневых систем травянистых растений *in situ*, в меньшей степени – гумусовых соединений. Аналитическими исследованиями в отложениях кроме $C_{орг}$ (от 0.8 до 2.5%) обнаружено присутствие минеральных форм азота, в меньшей степени его аммонийных и аммиачных форм, а также подтвержден ранее установленный Жиготским [14] феномен высокого содержания подвижных форм фосфора и калия, достигающего для фосфора значений 20–60 смоль (экв)/кг, при невысоком его валовом содержании 0.16–0.18%. Накоплению здесь биогенных элементов способствовало развитие высокопродуктивных растительных ценозов в период существования Берингии, высокая летняя теплообеспеченность самого верхнего слоя накапливающихся отложений, позволявшая минерализоваться подавляющей части растительного опада при невысоком потенциале гумусообразования. Биологический круговорот здесь ограничен близким залеганием многолетней мерзлоты (около 0.8 м), препятствующей выносу продуктов почвообразования за пределы слоя сезонного оттаивания, а также определяющей быстрый переход находящегося в сфере почвообразования материала в многолетнемерзлое состояние и дальнейшее нахождение его без оттаивания в течение десятков тысяч лет [29].

В процессе интенсивного разрушения морских и речных берегов, формирования многочисленных озерных котловин материал ЛК оказывается экспонированными на дневной поверхности. В начальные периоды до образования мохового покрова и торфянистых горизонтов на относительно хорошо дренированных участках тундры активно развивается разнотравно-злаковая растительность с участием сухолюбивых видов. Продуктивность формирующихся здесь ценозов может на порядок превосходить соседние задернованные участки мохово-осоковых и мохово-разнотравных ассоциаций, а почвы несут признаки образования перегнойных и дерновых горизонтов и более высокой гумусированности минеральных частей профилей [1, 6, 9].

Присущие отложениям ЛК относительно высокое реликтовое плодородие, обеспеченность важнейшими питательными соединениями, особенно наличие подвижных форм биогенных элементов наследуются другими типами отложений, в формировании состава которых материал ЛК принимает участие: склоновым делювием, отложениями озер, материалом их террас, старичными фациями аллювия, прибрежными морскими отложениями [37, 41]. Эти свойства способны в значительной степени обеспечивать плодородие и активное развитие травянистого покрова на поверхности свежесформированных пятен излившегося грунта (“почв пятен”) в условиях нанопolygonальной тундры, корректировать направление протекающего почвообразования и дальнейшее развитие перегнойно-торфяно-глеевых, перегнойных и грубогумусированных криоземов [10].

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ НА ЕДОМНЫХ ПОВЕРХНОСТЯХ

На водораздельных участках едом верхняя толща ЛК представлена покровным слоем: верхней частью мерзлых отложений, оттаивавших в термические оптимумы голоцена и позже снова перешедших в мерзлое состояние [4]. Мощность его в тундровой зоне составляет 0.7–1.0 м, на севере таежной зоны может достигать 2–2.5 м [19, 29, 40]. Слой обладает сложным строением, обусловленным комплексом ландшафтообразующих процессов, протекавших в голоцене, среди которых ведущую роль играли почвенные и криогенные. Он состоит из пылеватого органосодержащего суглинка с участием прослоев, резко различающихся содержанием льда и криотекстурами. Мощность прослоев льда колеблется от 0.1 до 0.7 м, присутствуют также слои ледогрунта с атакситовыми, толстошляриновыми сетчатыми криотекстурами, объем льда в которых может составлять от 80 до 150%. Таким образом, ныне наблюдаемая мощность покровного слоя из-за большого объема содержащегося льда, сформировавшегося при

промерзании, не может рассматриваться в качестве показателя реальной глубины сезонного оттаивания отложений в оптимум голоцена.

Вместе с тем покровный слой представляет толщу материала ЛК, входившего в климатические оптимумы голоцена в сферу почвообразования, носившего в этот период глеевый характер [6, 7]. Изменения свойств материала после повторного промерзания выражены в некотором уменьшении содержания $C_{орг}$, потерь от прокалывания, подвижных форм фосфора и калия, содержания растительного детрита, увеличением степени его минерализации. В настоящее время покровный слой рассматривается в качестве почвообразующей породы для многих формирующихся на водораздельных поверхностях почв [9, 33].

Шур [32] разделяет покровный слой на переходный слой, представляющий самую верхнюю часть подстилающей почву мерзлоты, способную переходить в талое состояние в годы максимального оттаивания, и промежуточный слой, маркирующий глубину максимального оттаивания в период голоценового оптимума.

Подчеркивая тесную взаимосвязь формирования и развития мерзлотных почв и подстилающих их толщ многолетней мерзлоты Макеев [26] выдвинул положение о криогенном почвенно-грунтовым комплексе, под которым понимается толща, включающая почвенный профиль и слой годовых колебаний температур, который может достигать 20–30 м. На наш взгляд, в его пределах, как составную часть, возможно выделять почвенно-мерзлотный комплекс. Который отражает непосредственную картину взаимодействия поверхности толщи многолетнемерзлых пород с формирующейся на ней почвой с процессом почвообразования и развитием биоклиматических условий во времени [7, 11, 39]. Составными элементами почвенно-мерзлотного комплекса являются современная почва, переходный и промежуточный (по Шуру [32]) слой мерзлоты.

Нанорельеф на водораздельных поверхностях представлен нанопolygonами высотой 0.4–0.6 и 0.8–1.5 м в диаметре, с границей мерзлоты на глубине 0.6–0.7 м, чередующихся с межнанопolygonальными понижениями, глубиной 0.1–0.3 м и до 0.5 м шириной с мерзлотой на глубине от 0.15 до 0.3 м.

Проведенные зимние наблюдения в тундре показали, что формирование пятен изливания идет осенью при быстром промерзании периферийных и верхних частей нанопolygonов, возникновении в них высокого криостатического давления, под действием которого через образовавшиеся трещины происходит изливание или выдавливание на поверхность еще пластичного мате-

риала верхних минеральных частей профилей. При этом материал органогенных горизонтов опускается на глубины 15–30 см, образуя в плане воронкообразное залегание. Благоприятствующими формированию пятен условиями являются отсутствие или незначительное по глубине промерзание почвы на нанополигона на момент образования пятна, резкий (сутки–двое) переход воздуха к низким температурам (–15...–20°C и ниже), отсутствие или небольшая мощность снежного покрова, достаточно высокая влажность профилей на момент промерзания.

Сопоставление наблюдений на ряде ключевых участков за динамикой образования пятен с данными расположенных в районе работ метеостанций показало, что возникновение пятен определяется погодными условиями очень короткого отрезка времени в осенний период. Установлено массовое их формирование в одни и те же годы на участках, находящихся на значительном удалении друг от друга. За 3–5 лет на участках с развитым нанополигональным рельефом и проявлением пятнообразования образование новых пятен происходит на 3–5%, а в отдельных случаях на 15% нанополигонов. Теоретически, в течение 100 лет каждый из нанополигонов мог пройти стадию пятнообразования. Пятна могут появляться на разных стадиях зарастания нанополигонов, начиная от свежих образований до нанополигонов с почвами, обладающими зрелыми профилями [10].

Изложенное позволяет вскрыть обусловленные этой цикличностью и ее нарушениями закономерности распространения растительности разнообразие сформированных почв, особенности организации почвенного покрова на водораздельных участках едом и в верхних частях их склонов.

На едомных водоразделах приморских низменностей зарастание пятен характеризуется последовательной сукцессией растительного покрова [1, 10]. Конечным этапом на большей части территории типичных тундр региона являются кустарничково-зеленомошные или осоково-зеленомошные покровы с высоким участием злаков и разнотравья. Прохождение разных стадий зарастания отражено в строении и свойствах формирующихся почв, особенно в строении их органогенных горизонтов. На финальной стадии зарастания на нанополигонах доминируют криоземы типичные и грубогумусированные [10, 24].

В условиях развития нанополигонального рельефа в понижениях и трещинах идет прогрессивное накопление остатков зеленых мхов, опада кустарничково-злаковой растительности, формируются торфяные горизонты. Здесь развиты мерзлотные торфянистые или торфянисто-глеевые почвы с высоким положением в них границы мерзлоты (10–30 см). Неровности нанорельефа поверхности многолетней мерзлоты с перепада-

ми высот до 30 см определяют перераспределение и накопление влаги на границе мерзлотного водоупора, латеральное ее перемещение на участках, обладающих даже небольшими уклонами дневной поверхностей [11, 25].

Изучение почв и почвенного покрова на едомных водоразделах тундр в междуречье Индигирки и Колымы выявило слабое проявление в них признаков оглеения или его отсутствия. При наличии признаков криотурбаций, в соответствии с Классификацией почв России [23, 27], подобные почвы отнесены к различным типам и подтипам криоземов [9, 11, 24]. Ослабление признаков оглеения в профилях почв этого района отмечалось ранее и связывалось с высокой континентальностью климата. Отмечалось присутствие в формирующихся почвах двух зон оглеения в верхней и нижней частях профилей [10, 30]. Не исключая наличия процесса актуального оглеения во многих формирующихся на низменностях почвах, установлено, что глеевые надмерзлотные горизонты в некоторых из них могут иметь реликтовое происхождение и являются материалом переходного слоя, оттаивавшего и входящего в состав нижних частей современных профилей в экстремальные по теплообеспеченности годы [30, 32].

Под свежими пятнами и на начальных этапах формирования на них почв в верхних частях профилей установлено присутствие устойчивой зоны с признаками слабого оглеения. Они представляют участок нарушений, образовавшийся при возникновении пятна. При промерзании в этих зонах идет активное образование льда, составляющего до 30–40% общего объема материала, что при оттаивании способствует его переувлажнению и слабому оглеению [10]. Сильное увеличение под поверхностью свежих пятен зимой льдистости и влажности (в 4–5 раз) отмечают мерзловеды [38, 42]. При зарастании пятен, формировании органогенных горизонтов, зона оглеения постепенно исчезает, что связано со снижением объемов выделения льда в верхних частях профилей почв.

Под деструктивными пятнами, сформированными под влиянием дефляции и снежной корразии, почвы различаются по степени смыва верхних горизонтов и сохранности строения центральных частей профилей. Иванова [15, 16] относила их к редуцированным или сильноредуцированным, Караваева [20, 22] – к остаточным слабоаризированным, Игнатенко [17] – к остаточным с добавлением названия почв, формирующихся на нанополигонах, не затронутых пятнообразованием.

Изучение временных рядов почв, сформированных на редуцированных пятнах, показало, что они в отличие от почв пятен излияния являются более устойчивыми, долговременными образованиями (десятки лет и более) и проходят в своем развитии три основных стадии развития: деструк-

ции поверхностных горизонтов почвы нанополлигона (образования пятна), стабилизации — нахождения пятна в незадернованном состоянии, зарастания. Первая и вторая характеризуются постепенным стиранием, а в дальнейшем, более глубокой перестройкой строения и свойств ранее развитой на нанополлигоне почвы, заключительная, вызванная прекращением или резким ослаблением нарушений поверхности, зарастанием и последовательным формированием характерных для окружающей ландшафтной обстановки почв. Во многих случаях прохождение поздних стадий развития почв сопровождается прогрессивным усилением признаков оглеения средних и нижних частей профилей.

Исследованиями последних лет в профилях криоземов, формирующихся на поверхностях едом и верхних частях их склонов, установлено наличие надмерзлотных горизонтов аккумуляции грубого органического вещества [11]. Эти горизонты занимают строго определенное место в профилях, залегая непосредственно на поверхности подстилающей многолетней мерзлоты, обладают мощностью от 5 до 10 см, набором морфологических признаков и аналитических показателей, достаточных для выделения их в качестве генетических горизонтов — надмерзлотно-аккумулятивных органогенных, предложенных обозначать индексом CRO [11]. Главной отличительной чертой их строения является высокое содержание криотурбированного грубого органического вещества в виде морфонов или находящегося в смеси с минеральным.

В зависимости от условий почвообразования конкретных участков едом, степени их увлажнения, выраженности мерзлотного нанорельефа, льдистости надмерзлотных частей профиля, динамики пятнообразования установлены два основных механизма формирования горизонта CRO: 1) путем латерального переноса грубого органического материала по границе мерзлоты, 2) под влиянием активного пучинного пятнообразования [11, 25].

1. Латеральный перенос грубого органического вещества осуществляется в условиях близкого залегания многолетней мерзлоты (менее 80 см), высокой льдистости надмерзлотных частей профилей, хорошо выраженного нанорельефа поверхности мерзлоты, нахождения органогенных горизонтов почв межнанополлигональных понижений в слое многолетней мерзлоты. Наблюдаемое пятнообразование, оказывает влияние на организацию нанорельефа поверхности мерзлоты, увеличивая перепады ее высот и крутизну уклонов [25]. Перенос грубого органического материала осуществляется из нижних частей тела торфяной почвы по уклону мерзлоты в сторону центральных частей нанополлигонов, при вытаивании крупных

ледяных шлиров. Предположения о подобном механизме или упоминания о фактах его проявления ранее высказывались Грависом [5], Шуром [32], Бокхеймом [34], Уолкером [43] и др. Установлено, что в период максимального оттаивания, сильного обводнения высокольдистых надмерзлотных частей профилей, на границе с многолетней мерзлотой происходит замещение активно вытаивающих крупных ледяных шлиров насыщенным влагой грубым органическим материалом, отторгающимся от тела торфяной почвы и сползающим по уклонам поверхности мерзлотного водоупора. Важным условием протекающего процесса является отток в этот период из нижних частей оттаивающих профилей избытка вод, которые по системе мерзлотного нанорельефа сбрасываются в подчиненные формы рельефа. Средний показатель потери от прокаливания для материала горизонтов, сформировавшихся таким образом, составил 29.6%, а содержание $C_{орг}$ — 9.3% ($n = 17$). Эти горизонты предложено рассматривать в качестве органо-минеральных надмерзлотно-аккумулятивных [11].

2. Второй механизм формирования горизонта CRO связан с цикличностью образования пятен изливания на поверхности нанополлигонов, заносом материала органогенных горизонтов в центральные части профилей, частичной его трансформацией, дальнейшей нисходящей миграцией к границе многолетней мерзлоты, где происходит его аккумуляция и дальнейшее преобразование. В зависимости от сформированной на нанополлигоне почвы, криотурбированный материал может иметь различный состав и представлять собой фрагменты горизонтов W, O, AO, T, растительный опад, очес мхов. Часть поступившего материала мигрирует по профилю в составе отдельных морфонов (5–7 см), часть в ходе трансформации образует в криотурбированных горизонтах (CR) темные примазки и пятна с участием микроформ грубого органического материала, часть в ходе активной гомогенизации распределяется в материале минеральных горизонтов. Практически всеми отечественными и зарубежными исследователями мерзлотных почв Арктики и Субарктики с близким залеганием границы многолетней мерзлоты и признаками криотурбаций отмечается увеличение морфонов, содержащих органическое вещество, в нижних частях формирующихся почв при невысоком его содержании в верхней минеральной части профиля [12, 13, 21, 41, 42].

Важным моментом является факт нисходящей миграции органосодержащих морфонов, вышедших из зоны с активным турбационным перемешиванием. Исследования почв в период максимального оттаивания показали, что этому может способствовать активно идущее в период осеннего промерзания в профиле льдовыделение. Как показали полевые наблюдения, при промерзании, пре-

имущественно идущем с поверхности почвы, в верхних частях морфонов образуются линзы, кристаллы и друзы льда [10]. Быстро увеличивающийся его объем постепенно вдавливает органический материал морфона в еще не полностью замерзшую подстилающую минеральную массу, определяя нисходящий вектор его перемещения.

К важным морфологическим и химическим характеристикам формирующихся в подобных условиях надмерзлотно-аккумулятивных горизонтов следует отнести их пространственную дискретность, пятнистость, связанную с присутствием морфонов, различающихся составом органического материала и степенью его трансформации, участием в составе горизонта минерального материала, более широким диапазоном мощностей горизонтов.

Проведенное радиоуглеродным методом определение возраста органического материала из органогенных и органо-минеральных надмерзлотно-криоземов различных районов Колымо-Индибирского междуречья ($n = 12$) показало, что их возраст колеблется от 1 до 4 тыс. лет при подавляющем большинстве полученных дат в пределах 2 тыс. лет [11]. В процессе прогрессивного накопления органического вещества, изменяющего теплофизические свойств горизонта С_{РО}, нижние его части постепенно переходят в многолетнемерзлое состояние.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ОЗЕРНО-АЛАСНЫХ КОТЛОВИНАХ

В голоцене, в ходе активного развития термокарстовых процессов, на приморских низменностях сформировался сложный аласный рельеф. Размеры некоторых крупнейших аласов могут достигать в поперечнике 50 км. Характерной особенностью их строения является террасированность. В наиболее крупных аласах количество террас может достигать 8, чаще 4–5. Ширина их поверхностей колеблется от десятка до первых сотен метров, высота склонов 15–20 м. Превышение водоразделов над днищами котловин в тундре достигает 40 м. Днища наиболее глубоких аласов расположены на 1–5 м выше уровня моря. По мнению различных авторов, на основной части низменностей в настоящее время рельеф находится в состоянии, близком к равновесному [18, 35, 36].

Сильно террасированные озерно-аласные котловины занимают до 75% площади отдельных районов низменностей. Специфика развития в голоцене рассматриваемой территории, сложенной отложениями ЛК, содержащими до 60% льда, привела к сложной организации строения аласов. В расположенных по соседству котловинах, террасы, находящиеся на одном высотном уровне, могут иметь раз-

личный возраст, а их поверхности сложены продуктами переработки материала ЛК в голоцене.

В результате развития озерно-аласного рельефа при начальном обособлении аласных котловин и дальнейшем их слиянии установить конкретное время формирования отдельных террас сложно. Исходя из их нахождения по отношению к уровню гидрографической сети, днищам котловин, их оформленности, степени переработки склоновыми, почвенными процессами, сформированного на них мерзлотно-рельефа и нанорельефа, растительного и почвенного покровов, всю их совокупность можно разделить на террасы трех уровней: высокого, среднего и низкого.

Почвообразующими породами в котловинах являются отложения ЛК, толщи таберальных отложений, склоновый делювий, озерные отложения. Материал ЛК преимущественно слагает склоны террас высокого уровня, участвует в формировании склонового делювия, озерных отложений. Таберальные толщи являются оттаивавшими отложениями ЛК, находившимися под днищами сформированных термокарстовых озер, впоследствии вновь перешедшими в мерзлое состояние. Пачки озерных отложений слагают поверхности террас и могут достигать мощности нескольких метров.

Содержание С_{орг} в материале склонового делювия, таберальных толщ сопоставимо с таковым в отложениях ЛК. В нем несколько снижается участие подвижных форм фосфора и калия. В озерных отложениях присутствуют торфянистые прослои. Во вмещающих их минеральных прослоях значения С_{орг} достигают 3–4%, увеличивается содержание слаборазложившегося растительного детрита. Оно повышается от террас верхнего уровня к нижнему, в этом же направлении идет снижение содержания подвижных форм фосфора и калия [14].

Поверхности террас разного уровня проходили последовательно субаквальные фазы развития, т. е. являлись днищами озер, далее фазы гидроморфного почвообразования – развития в условиях низких заболоченных террас и современного, определяемого сложившейся на террасах обстановкой. В зависимости от возраста террас признаки протекавшего в разные периоды их развития почвообразования сохраняются в разной степени. Это в значительной степени определяет строение и свойства формирующихся почв.

Почвы поверхностей и склонов террас высокого уровня обладают значительным сходством с почвами дренированных участков едом. Для них характерен устойчивый тренд почвообразования от глееземов к криоземам, осложненный на всех элементах террас склоновыми процессами и в первую очередь солифлюкцией. Глубина сезонного оттаивания здесь составляет 0.6–0.7 м. На склонах и террасах высокого, реже среднего уровня, сформирован широкий ряд криоземов (типичные, грубоуг-

мусовые, торфяно-криоземы), а также криоземы с хорошо выраженным горизонтом надмерзлотной аккумуляции грубого органического вещества (CRO), что указывает на длительное развитие этих почв в условиях криоземообразования. В это же время на террасах в пределах ареалов, существовавших в начале голоцена торфяников, формируются криоземы типичные, грубогумусированные, глееватые, сохраняющие значительные объемы сильно минерализованного растительного детрита, равномерно распределенного в материале минеральных частей профилей.

Переход к террасам среднего уровня характеризуется увеличением в профилях формирующихся почв признаков оглеения. На небольших по протяженности дренированных площадках террас формируется криоземы типичные, грубогумусированные, глееватые, торфяно-криоземы. Пятнообразование на подобных участках выражено слабо. Глубина сезонного оттаивания составляет 50–60 см. На больших по площади террасах доминируют глееземы грубогумусированные и криотурбированные, подстилаемые многолетнемерзлыми породами с ярко выраженными реликтовыми признаками оглеения. В центральных частях крупных мерзлотных полигонов идет образование торфяно-глееземов и широкого ряда мерзлотных торфяных почв с залеганием мерзлоты на глубине около 0.4 м. В профилях почв, формирующихся на отдельных террасах, проявляются признаки и свойства, унаследованные от озерных отложений. К ним относится присутствие выдержанных по простиранию тонких прослоев, сильно обогащенных минерализованным растительным детритом, а в надмерзлотных частях – прослой торфа. С ними также связаны признаки редуцированного оглеения.

Террасы низкого уровня, находящиеся на 2–3 м над урезом воды в озерах и днищах аласов, занимают до 50% их площади. На поверхности днищ недавно сошедших озер (20–50 лет), в условиях отсутствия мерзлотного нанорельефа и глубиной оттаивания до 0.7 м формируются слаборазвитые почвы, по строению близкие к мерзлотным слаборазвитым аллювиально-слоистым. Формирующиеся почвы унаследуют строение и свойства озерных отложений, по ряду признаков, отличающихся от аллювиальных, поэтому их правомочно выделять в створе синлитогенных почв в самостоятельный отдел – озерно-слоистых почв.

В условиях продолжающегося вреза гидросети, перехода бывших днищ озер в режим низких террас, с развитием мохового покрова и формированием торфянистого горизонта эти почвы трансформируются в мерзлотные озерно-слоистые торфяно-глеевые с резким поднятием границы сезонного оттаивания до 0.2–0.3 м. Их профили хорошо сохраняют черты озерного осадка.

На террасах среднего уровня признаки слоистости озерных отложений в профилях почв постепенно ослабевают. Степень их сохранности, включая почвы, формирующиеся на террасах среднего уровня, является хорошим показателем оценки длительности протекающего здесь почвообразования, сроков схода озер. На рассматриваемых территориях доминируют мерзлотные торфяно-глееземы, подстилаемые с глубины 0.4 м высокольдистыми озерными отложениями. С нарастанием мощности мха, торфяных горизонтов, поднятием границы мерзлоты до 0.2 м они переходят в мерзлотные олиготрофные или эвтрофные торфяные почвы. В современных биоклиматических условиях мерзлотные торфяные почвы являются устойчивым финальным звеном развития почв днищ озерно-аласных котловин и террас низкого уровня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На обширной территории тундр низменностей северо-востока Сибири установлены три тренда современного почвообразования: глеевое, криоземообразование, торфообразование. Криоземообразование протекает на поверхностях едом, верхних частях их склонов, террасах высокого уровня при участии активного пятнообразования. Криоциклическое развитие почв приводит к распространению в почвенном покрове криоземов, находящихся на разных стадиях развития. Специфической особенностью протекающего криоземообразования является формирование органогенных и органо-минеральных надмерзлотно-аккумулятивных горизонтов (CRO). В условиях криоциклического развития почв надмерзлотно-аккумуляция грубого органического материала рассматривается как прогрессивно идущий процесс, и криоземы с горизонтом CRO отражают наиболее зрелые стадии развития этих почв.

Глееобразование характерно для слабодренированных участков едом, частично террас высокого уровня озерно-аласных котловин и доминирует на террасах среднего и низкого уровня. Глеевый процесс здесь имеет устойчивый характер и проявляется в профилях большинства формирующихся почв. Его ослаблению способствует усиление дренированности поверхностей и активное формирование мерзлотного нанопolygonального рельефа идущее на террасах высокого уровня.

На днищах аласов, низких террасах в условиях избыточного увлажнения, активного развития мохово-пушицево-осоковой растительности реализуется тренд торфонакопления. Он имеет прогрессивный характер, чему способствуют биоклиматические условия и близкое залегание многолетней мерзлоты, препятствующих разложению накапливающегося органического материала.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания 0191-2019-0044 и при поддержке РФФИ № 19-04-00125 и 19-05-00071.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.Н., Перфильев В.И. Растительность Нижнеколымской тундры // Растительность и почвы субарктической тундры. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5–43.
2. Васильевская В.Д. Генетические особенности почв пятнистой тундры // Почвоведение. 1979. № 7. С. 20–31.
3. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М., 1992. Т. 1. 417 с.
4. Геокриологический словарь / Под ред. Дубикова Г.И. и др. М.: ГЕОС, 2003.
5. Гравис Г.Ф. Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потоков // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 112–123.
6. Губин С.В. Голоценовая история формирования почв на приморских низменностях Севера Якутии // Почвоведение. 2001. № 12. С. 1413–1420.
7. Губин С.В. Взаимосвязь формирования почв тундр Севера Якутии с развитием ландшафтной обстановки // Известия РАН. Сер. географическая. 2013. № 1. С. 89–98.
8. Губин С.В., Веремеева А.А. Почвообразующие породы Северо-Востока России, обогащенные органическим веществом // Почвоведение. 2010. № 11. С. 1334–1340. <https://doi.org/10.1134/S1064229310110062>
9. Губин С.В., Лупачев А.В. Почвы суглинистых водоразделов приморских тундр Севера Якутии: условия и процессы формирования // Почвоведение. 2017. № 2. С. 147–157. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17020046>
10. Губин С.В., Лупачев А.В. Роль пятнообразования в формировании и развитии криоземов приморских низменностей Севера Якутии // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1283–1295. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110077>
11. Губин С.В., Лупачев А.В. Надмерзлотные горизонты аккумуляции грубого органического вещества в криоземах тундр северной Якутии // Почвоведение. 2018. № 7. С. 1–17. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18070043>
12. Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В. Почвы Северной Якутии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1979. 303 с.
13. Еловская Л.Г., Тетерина Л.В. Почвы приколымской тундры. Растительность и почвы субарктической тундры. Новосибирск: Наука, 1980. С. 158–194.
14. Жиготский В.Я. Коренное изменение геохимии ландшафтов на низменностях Северо-Востока СССР на границе плейстоцен–голоцен. Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан, 1982. С. 101–111.
15. Иванова Е.И. Некоторые закономерности строения почвенного покрова в тундре и лесотундре Обской губы. О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 49–116.
16. Иванова Е.И. Классификация почв СССР. М.: Наука, 1976. 227 с.
17. Игнатенко И.В. Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1979. 279 с.
18. Каплина Т.Н. Аласные комплексы северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 3–17.
19. Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В. и др. Дуваный Яр – опорный разрез плейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюлл. комисс. по изучению четвертичного периода. 1978. № 48. С. 49–65.
20. Караваева Н.А. Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969. 205 с.
21. Караваева Н.А., Таргульян В.О. Об особенностях распределения гумуса в тундровых почвах Северной Якутии // Почвоведение. 1960. № 12. С. 36–45.
22. Караваева Н.А., Таргульян В.О. К изучению тундр Северной Якутии // О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 53–71.
23. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
24. Лупачев А.В., Губин С.В., Герасимова М.И. Проблемы диагностики криогенных почв в современной классификации почв России // Почвоведение. 2019. № 8. С. 1–6. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19080100>
25. Лупачев А.В., Губин С.В., Демидова А.А., Каверин Д.А., Пастухов А.В., Якимов А.С. Микрорельеф поверхности многолетнемерзлых пород: строение и экологические функции // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 2. С. 3–14.
26. Макеев О.В. Криогенный почвенно-грунтовый комплекс // Эволюционные геокриологические процессы в Арктических регионах и проблемы глобальных изменений природной и климата на территории криолитозоны. Тез. докл. Пушино, 1995. С. 146–148.
27. Полевой определитель почв России. М., 2008. 182 с.
28. Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1980. 198 с.
29. Томирдиаро С.В., Черненко Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 198 с.
30. Федоров-Давыдов Д.Г., Губин С.В., Макеев О.В. Содержание подвижного железа и возможность оглеения в почвах Колымской низменности // Почвоведение. 2003. № 2. С. 158–170.
31. Шаропова Т.А. Динамика криогенного строения пятен медальонов. Криогенные процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 153–158.

32. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука, 1988. 212 с.
33. Bockheim J.G., Hinkel K.M. The importance of “deep” organic carbon in permafrost-affected soils of arctic Alaska // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2007. V. 71. P. 1889–1892.
34. Bockheim J.G., Tarnocai C. Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils // *Geoderma*. 1998. V. 81. P. 281–293.
35. Czudek T., Demek J. Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief // *Quaternary Res.* 1970. V. 1. P. 103–120.
36. Grosse G., Jones B., Arp C. Thermokarst lakes, drainage, and drained basins. *Treatise on Geomorphology*. V. 8. Glacial and Periglacial Geomorphology / Ed. Shroder J.F. San Diego: Academic Press, 2013. P. 325–353.
37. Kaiser C., Meyer H., Biasi C., Rusalimova O., Barsukov P., Richter A. Storage and mineralization of carbon and nitrogen in soils of a frost-boil tundra ecosystem in Siberia // *J. Appl. Soil Ecol.* 2005. V. 29. P. 173–183.
38. Michaelson G.J., Ping C.L., Epstein H.E., Kimble J.M., Walker D.A. Soils and frost boil ecosystems across the North American Arctic Transect // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. G03S11. <https://doi.org/10.1029/2007JG000672>
39. Morgenstern A., Ulrich M., Günther F., Roessler S., Fedorova I.V., Rudaya N.A., Wetterich S., Boike J., Schirmermeister L. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study // *Geomorphology*. 2013. V. 201. P. 363–379.
40. Murton J.B., Goslar T., Edwards M.E., Bateman M.D., Danilov P.P., Savvinov G.N., Gubin S.V. et al. Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climate Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia. *Permafrost and Periglac. Process*, 2015. 26. P. 208–288. <https://doi.org/10.1002/ppp.1843>
41. Ping C.L., Jastrow J.D., Jorgenson M.T., Michaelson G.J., Shur Y.L. Permafrost soils and carbon cycling // *Soil*. 2015. 1. P. 147–171. <https://doi.org/10.5194/soil-1-147-2015>
42. The Canadian System of Soil Classification. 2nd ed. Ottawa, Ont.: Agriculture Canada Publishing, 1987. 164 p.
43. Walker D.A., Epstein H.E., Romanovsky V.E. et al. Arctic patterned-ground ecosystems: A synthesis of field studies and models along a North American Arctic Transect // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. <https://doi.org/10.1029/2007JG000504>

Pedogenesis in the Tundra Zone of Coastal Lowlands of Northeastern Siberia

S. V. Gubin¹ * and A. V. Lupachev¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

**e-mail: gubin.stas@mail.ru*

Coastal lowlands of northeastern Siberia are composed of the Pleistocene ice-rich organic-containing loamy sediments of the Ice Complex (yedoma) and products of their transformation in the Holocene. In the tundra zone, three major trends of modern pedogenesis depending on the geomorphic position and age of particular landforms have been identified. On the interfluves affected by thermokarst processes in the Holocene, somewhat elevated remains of the Late Pleistocene Ice Complex alternate with vast thermokarst depressions (alases) with lakes. Cryozems are developed in automorphic plain positions and on the upper parts of slopes. The profiles of these soils are strongly affected by cycles of frost boiling and cryoturbation; under their influence, specific suprapermafrost accumulative organomineral horizons are formed. Gleyzation predominates in the soils of the low- and middle-level Holocene terraces of alases. Peat accumulation is progressively developed in the bottoms of alas depression.

Keywords: Cryosol, Gleysol, Histosol, ice complex, yedoma, alas

УДК 631.417.2

ЭМИССИЯ ЗАКИСИ АЗОТА ИЗ ПОЧВ В УСЛОВИЯХ ПРИМЕНЕНИЯ УДОБРЕНИЙ (АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР)

© 2020 г. В. Н. Кудеяров*

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия***e-mail: vnikolaevich2001@mail.ru*

Поступила в редакцию 01.04.2020 г.

После доработки 10.04.2020 г.

Принята к публикации 27.04.2020 г.

Почвы – один из основных биологических источников закиси азота (N_2O), а главным фактором ее продукции являются процессы нитрификации и денитрификации. Азот вносимых на поля минеральных и органических удобрений легко включается в биогеохимический цикл азота почвы, в том числе в процессы нитрификации и денитрификации, увеличивая вклад в эмиссию N_2O в атмосферу. Закись азота, благодаря более высокой продолжительности жизни (121 год) и большому потенциалу глобального потепления по сравнению с CO_2 и CH_4 , играет важную роль в формировании парникового эффекта. Повышение концентрации N_2O в атмосфере оказывает разрушающее воздействие на озоновый слой. При оценке величины эмиссии N_2O из почвы используют эмиссионный фактор (Φ_{N_2O}), величина которого колеблется в зависимости от почвенно-климатических условий, внесения в почву разных форм удобрений, растительных остатков и азотсодержащих отходов. Сведения по прямому измерению эмиссии N_2O из почв России весьма ограничены и оценки эмиссии N_2O из почв для формирования “Кадастра парниковых газов РФ” строятся на расчетных данных с использованием международных коэффициентов по методике МГЭИК. Баланс азота в земледелии России за последние 25 лет оценивается как остро дефицитный. Это означает, что значительная доля урожая формируется за счет минерализованного азота почвы, который практически не накапливается в свободном состоянии, а быстро ассимилируется растениями и микроорганизмами. В течение последних лет в России при внесении азота удобрений под посевы зерновых культур (площадь 22–27 млн га) Φ_{N_2O} удобрений оценен в пределах 0.66–0.70, что гораздо ниже стандарта IPCC (1.0), рекомендуемого для экологически допустимого уровня применения азота удобрений.

Ключевые слова: парниковые газы, потенциал глобального потепления, азотные удобрения, нитрификация, денитрификация, эмиссионный фактор

DOI: 10.31857/S0032180X2010010X

ВВЕДЕНИЕ

Примерно 50 лет назад глобальный дисбаланс азотного цикла, вызываемый нарастанием применения в сельскохозяйственном производстве всех видов удобрений, стал привлекать к себе внимание из-за повышения концентрации нитратов в природных и искусственных водоемах и роста концентрации N_2O в атмосфере. Последние 3–4 десятилетия акценты в изучении последствий нарушения цикла азота резко сдвинулись в сторону оценки воздействия различных факторов на продукцию и эмиссию закиси азота, третьего по значению (после углекислоты) газа в усилении парникового эффекта. Закись азота по сравнению с другими парниковыми газами (CO_2 и CH_4) хотя и представлена в значительно меньшей концентрации в атмосфере (в 1200 раз ниже, чем

CO_2), но благодаря большей продолжительности жизни (121 год) и высокому потенциалу глобального потепления (ПГП) играет важную роль в формировании парникового эффекта [58].

ПГП, используемый для сравнения радиационной активности различных парниковых газов, рассчитывается как отношение радиационного вынуждающего воздействия одного килограмма парникового газа, выброшенного в атмосферу, к воздействию 1 кг CO_2 за один и тот же период времени (обычно 100 лет). Для CO_2 ПГП равен 1. ПГП закиси азота в 298 раз выше, чем CO_2 [39]. Вклад N_2O в общий парниковый эффект в настоящее время оценивается в 6% [58].

Повышение концентрации N_2O в атмосфере отражается также на состоянии озонового слоя

[21, 26]. Механизм воздействия закиси азота на стратосферный озон заключается в том, что N_2O в стратосфере подвергается фотодиссоциации (90%) с образованием молекулярного азота (N_2) и атомарного кислорода (O). Последний, в свою очередь, опять взаимодействует с закисью азота, образуя монооксид азота (NO), который катализирует реакцию взаимодействия атомарного кислорода и озона с образованием двух молекул кислорода [21].

Источниками N_2O являются океан, почвы, сжигание биомассы, применение удобрений и различные индустриальные процессы. Вклад естественных источников в эмиссию N_2O составляет около 60%, а антропогенных – около 40% [58]. В глобальном масштабе молярная концентрация N_2O в атмосфере в 2018 г. достигла 331.1 ± 0.1 частей на миллиард (ppb) [58], которая выше на 1.2 ppb по сравнению с 2017 г. и на 123% больше, чем в прединдустриальный период (270 ppb). Концентрация N_2O в атмосфере подвергается изменению в зависимости от сезона и широты. В северном полушарии минимальные концентрации N_2O приходятся на летние и ранеосенние месяцы, а максимальные – на зимний период. Но разница между максимальной концентрацией и минимальной весьма незначительна и составляет не более 0.5 млрд^{-1} [20].

Полагают, что почвы под лесом обладают большим потенциалом для развития процесса денитрификации (хорошее снабжение микроорганизмов доступным углеродом, достаточное увлажнение), но ограничивающим фактором является интенсивность нитрификации, которая зависит от ряда физических и химических свойств почв, которые в лесных экосистемах не очень благоприятствуют процессам нитрификации.

Предшественником N_2O в почвах является аммонийный азот, который образуется в процессах дезаминирования (аммонификации) азотсодержащих органических соединений, дальнейшей его нитрификации и денитрификации. Денитрификация является процессом диссимиляторного восстановления нитратов с образованием NO (монооксид азота), N_2O и N_2 . Имеются сведения, что N_2O может поглощаться в почве. Климовой с соавт. [4] установлено поглощение закиси азота верхним горизонтом олиготрофного торфяника, авторы считают возможным рассматривать эти экосистемы в качестве природного стока N_2O .

Соотношение продуктов денитрификации может варьировать в зависимости от концентрации нитрата в почве, наличия легкоминерализуемых органических соединений углерода и влажности почвы. Сенбайрам с соавт. [52] в условиях инкубационных экспериментов с почвами, взятыми с полей, имевшими длительную и разную “удобрительную” историю (применение одних минераль-

ных удобрений или постоянное внесение навоза), показали, что отношение эмиссии закиси азота к сумме закиси азота и молекулярного азота $N_2O/(N_2O + N_2)$ в варианте с постоянным внесением навоза было ниже, чем в варианте с минеральными удобрениями. При этом авторы выявили, что концентрация нитратов в почве влияет на отношение $N_2O/(N_2O + N_2)$ в продуктах денитрификации. Снижение концентрации $N-NO_3$ меньше 20 мг/кг сухой почвы вызывало уменьшение эмиссии N_2O вплоть до 0. При концентрации $NO_3 \leq 28$ мг/кг почвы в варианте с постоянным внесением навоза наблюдалось меньшее отношение $N_2O/(N_2O + N_2)$ по сравнению с внесением только минерального N-удобрения. А при концентрации нитратов в почве ≥ 140 мг/кг отношение $N_2O/(N_2O + N_2)$ было значительно больше и не зависело от вида предшествующей удобренности. Делается заключение, что в почвах с предшествующим удобрением минеральным азотом последующее внесение органических материалов с высоким содержанием лабильного углерода является триггером усиления денитрификации и эмиссии N_2O . В почвах с низким содержанием нитратов такое внесение органического вещества может существенно снизить отношение $N_2O/(N_2O + N_2)$ и соответственно снизить эмиссию N_2O .

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ АЗОТНЫХ УДОБРЕНИЙ

Среди основных рычагов подъема урожайности сельскохозяйственных культур (сорт, химические средства защиты растений, мелиорация и др.), главным остается применение удобрений. Данные мировой статистики свидетельствуют, что за последние 40 лет на долю минеральных удобрений приходилось 40% прироста производства продовольствия в Мире [51]. Из всех используемых минеральных удобрений наибольшее количество составляют азотные. Высокая потребность в азоте объясняется тем, что одним из факторов, определяющих продуктивность основных сельскохозяйственных культур, является недостаточное содержание в почвах доступного для растений азота.

По данным ФАО, потребление азотных удобрений достигло в 2017 г. 109.2 млн т [32]. Увеличивается и поступление в почвы биологического азота (в основном симбиотически связанного). По данным ФАО, в почвы сельскохозяйственных угодий Мира поступает около 44 млн т биологического азота ежегодно [59].

Применение азотных удобрений крайне неравномерно по отдельным странам и регионам Мира. Широкое варьирование потребления удобрений отмечается и внутри отдельных регионов [32].

Таблица 1. Посевная площадь сельскохозяйственных культур, население Мира и применение азотных удобрений

Параметр	2005	2010	2015	2016	2017	2050, прогноз	
Посевная площадь, млн га*	1502	1505	1550	1555	1561	1425?	
Население, млн чел.**	6541	6956	7379	7464	7547	9725	
Удельная площадь, га/чел.***	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.15	
Применение $N_{уд}$ *	кг/га посевов	60.3	67,0	68.6	69.3	69.9	98.2***
	млн т	90.5	100.8	106.4	107.8	109.1	140***
Применение $N_{уд}$, в расчете кг/чел., в среднем***	13.8	14.5	14.4	14.4	14.4	14.4	

* FAO Stat [2019].

** United Nations: World Population Prospects: the 2019.

*** Наши расчеты.

Самые высокие дозы азотных удобрений на единицу площади посевов в настоящее время применяются в азиатских странах, среди которых лидирует Китай. В Европе по данному показателю первенство удерживают страны Западной Европы. Из постсоветских республик наибольшие количества азота на гектар посевов применяют в Белоруссии, а наименьшие – в Российской Федерации [5].

В силу различных причин, внесенные в почву азотные удобрения не могут быть полностью использованы растениями и, как следствие, остатки удобрений загрязняют окружающую среду. Например, в настоящее время в Китае коэффициент использования азота удобрений для риса, пшеницы и кукурузы составляет всего лишь 26–28%, а для овощных культур – менее 20% [45]. Потери азота в окружающую среду достигают более 50% в виде растворимых соединений (NO_3) и газообразных форм (преимущественно N_2 , N_2O).

Растущее население Земли требует все бóльшего количества продовольствия. Ежегодный прирост населения за 2010–2017 гг. составил 591 млн человек. По оценкам ООН в конце первой половины текущего столетия население в Мирове увеличится на треть, достигнув 9.7 млрд, а к 2100 г. составит 11.2 млрд человек [57]. Это означает, что при почти не увеличивающейся общей площади пахотных угодий удельная площадь пашни на 1 человека в Мирове сократится (табл. 1). Несмотря на ограниченность земельных ресурсов, мировое земледелие должно ежегодно наращивать производство продуктов питания для удовлетворения потребностей в продовольствии растущего населения Земного шара. Это означает, что и применение промышленных удобрений, особенно азотных, будет только наращиваться. Это в свою очередь приведет к усилению эмиссии закиси азота в атмосферу. Если принять нормы применения азотных удобрений (N , кг/га посевной площади или кг/чел.) на среднем мировом уровне 2017 г., то к середине текущего века применение азотных удобрений на посевах сельскохозяйственных культур в Мирове должно

увеличиться более чем на треть. Отсюда и эмиссия N_2O в атмосферу из сельскохозяйственных почв также усилится.

Биогеохимический дисбаланс азота в биосфере только нарастает. Причина в том, что высокопродуктивное товарное сельскохозяйственное производство представляет собой в значительной степени разомкнутую биогеохимическую систему. На входе в нее стоят искусственные азотные удобрения, биологическая азотфиксация и атмосферные выпадения промышленных выбросов окислов азота и аммиака. На выходе – товарная сельскохозяйственная продукция, перемещающаяся с полей на урбанизированные территории, с которых отчужденные с урожаями из почв большие объемы биофильных элементов уже никогда не возвращаются обратно в почвы, а уносятся в конечном счете в океан, а в случае азота (преимущественно N_2) и в атмосферу.

В большинстве европейских стран средний уровень урожаев, например, зерновых достигает 8–10 т зерна/га [32]. Для получения такого урожая, кроме высокопродуктивных сортов, химических препаратов защиты растений от вредителей и болезней требуется обеспечение растений соответствующим количеством питательных элементов. Так, для формирования урожая зерна в 10 т/га с соответствующим количеством побочной продукции необходимо предоставить растениям (с учетом коэффициента использования азота удобрения до 60%) 350–400 кг/га азота. Такое количество добавленного в почву усвояемого растениями и микроорганизмами азота вызовет эмиссию в атмосферу не менее 4–5 кг $N-N_2O$ /га.

Сопоставляя концентрацию N_2O в атмосфере с количеством применяемых азотных удобрений, можно прогнозировать, насколько может вырасти концентрация закиси азота в атмосфере к середине текущего столетия. По оценкам ФАО [32], мировая эмиссия N_2O из почв от применения азотных удобрений увеличилась с 1682 тыс. т в 2000 г. до 2272 тыс. т в 2017 г., т. е. на 35% за 17 лет. Применение азотных удобрений за тот же период

выросло на 26%. Разумеется, рост эмиссии N_2O в атмосферу происходит и за счет других источников (минерализации почвенного органического вещества, сжигания биомассы, промышленных выбросах и др.).

Эмиссионный фактор N_2O (Φ_{N_2O}). В глобальном масштабе за счет антропогенной деятельности примерно от 50 до 60% эмиссии закиси азота в атмосферу приходится на сельскохозяйственное производство, в котором главная составляющая – прямая эмиссия N_2O из почв за счет внесения минеральных и органических удобрений.

Органические и минеральные азотсодержащие соединения в почвах в разной степени подвергаются минерализации и дальнейшей нитрификации, и денитрификации. Шпеер с соавт. [55], используя метку ^{13}N при изучении превращений NH_4^+ и NO_3^- в почве, сделали вывод о том, что денитрификация и нитрификация могут протекать одновременно с продукцией N_2O и N_2 , и что продукция N_2O из NO_3^- превосходит таковую из NH_4^+ даже в аэробных условиях и в условиях пониженной влажности.

При оценке эмиссии N_2O из почвы важная роль отводится эмиссионному фактору (Φ_{N_2O}), который рассчитывается по уравнению:

$$\Phi_{N_2O} = \frac{N_2O - N_{уд} - N_2O - N_0}{N_{уд}} \times 100,$$

где $N_2O - N_{уд} - N_2O - N_0$ разность между кумулятивной эмиссией N_2O из удобренных и контрольных (без удобрений) вариантов; $N_{уд}$ – количество внесенного в почву азота; 100 – перевод в проценты.

Величина Φ_{N_2O} колеблется в широком интервале в зависимости от почвенно-климатических условий, содержания в почвах органических и минеральных форм азота, органического углерода, внесения в почву разных форм азотных и органических удобрений, растительных остатков и азотсодержащих отходов [9, 15–17, 23–25, 27–31, 42–50, 52–54]. В приводимых ниже работах можно увидеть, как величины Φ_{N_2O} соотносятся с эмиссией N_2O из различных источников органических и минеральных соединений азота.

В обзоре Чарлеса с соавт. [27] показано, что при обобщении 846 наблюдений кумулятивной эмиссии N_2O в опытах с внесением в почву органических и минеральных удобрений была получена средняя величина $\Phi_{N_2O} = 0.8\%$, которая ниже стандартных значений IPCC (1%) Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК, англ. Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) [41], применяемой в расчетах глобальных величин радиационного эф-

фекта парниковых газов. Авторы [27] провели метаанализ эмиссионных факторов N_2O на основе базы данных, содержащих 422 измерения эмиссии N_2O в 38 исследованиях, проведенных в 12 странах. Из европейских стран было использовано 201 наблюдение, из Северной Америки – 137, из азиатских стран – 55, из Южной Америки – 24 и из Австралии – 5. Большая часть данных (393) получена в регионах с умеренным климатом, в том числе 198 в условиях прохладного умеренного климата. Данные были сгруппированы по видам внесенных в почвы органических материалов и комбинаций этих материалов с минеральными азотными удобрениями. Анализ и обработка данных были выполнены с помощью REML-модели.

Полученные величины Φ_{N_2O} были сгруппированы по “фертиклассам” (FertiClasses), разделенным на три группы: с высоким, средним и низким риском эмиссии N_2O . В группу с высоким риском эмиссии N_2O вошли такие приемы удобрений, как навозная жижа в комбинации с минеральными азотными удобрениями ($N_{мин}$), сточные воды, жидкий навоз, сухой навоз плюс $N_{мин}$, отходы производства биогаза. Средневзвешенный Φ_{N_2O} этой группы оценивался как 1.2%, с интервалом от 0.78 до 2.44%. В группу со средним риском были включены приемы внесения в почву сухого навоза, компоста и поуборочных остатков совместно с минеральными удобрениями. Средневзвешенное значение Φ_{N_2O} для этой группы вариантов было 0.75% с интервалом от 0.23 до 0.97%. В группу пониженного риска входило внесение в почву бумажной пульпы совместно с растительными остатками, компоста, поуборочных остатков, жидкого навоза совместно с поуборочными остатками. Средний Φ_{N_2O} по этой группе был 0.23 с интервалом 0.07–0.28%. Авторы отмечают, что Φ_{N_2O} тесно связан с такими факторами, как отношение C/N в органических материалах, используемых на удобрение, физические и химические свойства почв (текстура, водопроницаемость, содержание органического азота и углерода) и климатические факторы (осадки).

Эмиссия N_2O негативно коррелирует с величиной C/N, будучи наименьшей при $C/N \geq 30$ и наибольшей при $C/N = 11$ (типичное отношение в пахотных почвах). В комбинации с засухой и низкой величиной рН эмиссия N_2O значительно ингибируется при $C/N \leq 20$ [46].

В работах [29, 34] подробно рассматривается связь между содержанием органического углерода в почвах и эмиссией N_2O при внесении органических и минеральных азотных удобрений. Так, в работе [34] в 25-летнем полевом эксперименте показано, что средний Φ_{N_2O} по всем удобрительным вариантам составлял 0.48 и 0.63% для се-

зонов выращивания кукурузы (лето) и озимой пшеницы (октябрь—май) соответственно. При обработке данных за все годы и по всем вариантам оказалось, что между эмиссией N_2O и накоплением органического углерода в почве были получены высокие значения корреляции ($r^2 = 0.9$, $n = 28$, $p \leq 0.001$) для кукурузы и ($r^2 = 0.77$, $n = 11$, $p \leq 0.001$) для озимой пшеницы. Более высокая продукция N_2O при повышении содержания легкоусвояемого органического углерода в почве объясняется общим повышением микробной активности и, вследствие этого, увеличением использования кислорода из почвенного воздуха, что приводит к установлению анаэробнозиса и более благоприятным условиям для денитрификации. В другой работе [29] показано, что 18-летнее применение компоста не только увеличило содержание органического углерода в почве на 152%, но и способствовало росту эмиссии N_2O на 106%. Принимая во внимание, что ПГП закиси азота в 298 раз выше CO_2 , оказывается, что эффект от секвестирования углерода с целью снижения ПГП почти полностью нивелируется дополнительными выбросами из почвы N_2O . В работе Сенбайрама с соавт. [52] высказывается мысль, что обогащение почвы легкодоступным органическим углеродом усиливает микробное дыхание и, как следствие, усиление денитрификации и эмиссии N_2O . Таким образом, обогащение почвы органическим углеродом не всегда благоприятствует целям сокращения выбросов парниковых газов в земледелии.

В обзоре Лесчен с соавт. [43] величины Φ_{N_2O} группируются в зависимости от вида землепользования, свойств почв и применения органических и минеральных азотных удобрений. Авторы отмечают, что в минеральных почвах содержание органического азота достаточно постоянная величина в течение ряда лет, и чистая минерализация оценивается величиной, близкой к нулю. Отсюда и эмиссия N_2O из почвы очень мала. Почвы, для которых характерна нетто-минерализация, — это дренированные торфяные почвы. В качестве примера приводится ссылка на работу, проведенную в Нидерландах, в которой торфянистые дренируемые почвы, используемые под пастбища, имеют нетто минерализацию порядка 165 кг N/год и как следствие Φ_{N_2O} , равный 2.6%. Отмечается, что на пастбищах в целом Φ_{N_2O} гораздо выше, чем на пахотных почвах. В целом при одном и том же количестве внесенных аммонийных и нитратных удобрений Φ_{N_2O} на пашне был соответственно в 0.5 и 0.8 раз меньше, чем на пастбищах.

На эмиссию N_2O из почвы оказывает влияние рН среды. Автотрофная нитрификация весьма чувствительна к рН почвенной среды. Имеются данные [31], показывающие, что при рН ниже

4.0—4.5 в естественных почвах автотрофная нитрификация практически отсутствует. Поэтому при незначительной продукции нитратов в почве, что происходит в результате низкой активности нитрификации, денитрификация также характеризуется низкой активностью. Клемедтсон с соавт. [41] показали, что под хвойным лесом (Швеция) из почвы с рН 4.0 эмиссия закиси азота составляла всего 71 г N/(га год) в условиях хорошей дренированности и 118 г N/(га год) в условиях переувлажнения. При доведении рН этой почвы до 5.3 (известкование) величины эмиссии N_2O оставались также низкими и не превышали 90 г N/(га год).

Почвенные влажность и температура могут объяснить 74 и 86% вариаций эмиссии N_2O соответственно [46]. Повышение почвенной температуры ведет к увеличению почвенного дыхания, как позитивный ответ усиления микробного метаболизма. Эмиссия N_2O усиливается вслед за повышением почвенного дыхания, и это ведет к уменьшению содержания кислорода в почвенном воздухе. Но позитивный отклик на температуру может быть сглажен за счет водного стресса, поскольку вода — один из важных факторов, определяющих активность микроорганизмов. Эмиссия N_2O из почвы возрастает вплоть до 37°C, затем интенсивность продукции N_2O уменьшается. Величины Q_{10} для N_2O варьируют в пределах 1.7—9.3. Температура является важным фактором на границе замерзания—оттаивания почвы и может быть ответственной за 50% от годовой эмиссии N_2O [46].

Физические свойства почв также влияют на Φ_{N_2O} . В целом при прочих равных условиях эмиссия N_2O возрастает с утяжелением гранулометрического состава почв. В качестве примера приведем данные по эмиссии N_2O в полевом опыте с применением азотных удобрений на посевах многолетних трав в Шотландии [27]. Почва — плохо дренированный тяжелый суглинок, с содержанием органического углерода 5%. Различные формы азотных удобрений (сульфат аммония, мочевины, аммиачную селитру, кальциевую селитру и жидкий навоз) вносили в три приема в течение вегетации и в общей дозе 360 кг N/га. Опыт проводили в течение двух лет. Эмиссия N_2O из почвы измерялась еженедельно. В среднем за 2 года потеря азота к общей дозе внесенного азота в виде N_2O соответствовала 0.3—0.8%. Эмиссия N— N_2O на делянках без внесения удобрений (контроль) в среднем составляла всего лишь 0.15 кг/(га год). Если отнести эту величину к минерализованному органическому веществу с C/N 12 и средней величиной гетеротрофного дыхания ≈ 3000 кг C/га, тогда количество минерализованного азота почвы (горизонт 0—20 см) составило бы 250 кг N/га, а Φ_{N_2O} мог составить всего лишь 0.06%.

На песчаных почвах [28] Φ_{N_2O} в среднем был 0.08, 0.51 и 0.26% от дозы N, соответственно для кальций-аммоний-нитратного удобрения, жидкого навоза и комбинации из этих двух компонентов. А на тяжелосуглинистой почве эти величины были соответственно 1.18, 1.21 и 1.69%. В итоге авторы предлагают более гибкую систему оценки территориальной суммарной эмиссии парниковых газов, учитывающей региональные особенности землепользования и гранулометрический состав почв. Это позволит с большей объективностью использовать Φ_{N_2O} в практических рекомендациях по снижению отрицательных последствий эмиссий парниковых газов.

Приемы обработки почв – один из факторов, влияющих на величину эмиссии закиси азота. Вид обработки может быть отнесен к тем факторам, которые оказывают косвенное воздействие на размеры денитрификации в целом и на эмиссию закиси азота в частности. Так, минимальная обработка почвы (NT) способствует изменению почвенного профиля в результате накопления в верхних горизонтах большего количества растительных остатков и формирования горизонта A0. Это в свою очередь уменьшает поверхностное испарение и увеличивает запасы влаги в почвенном профиле, а также снижает температуру почвы. Показано, что минимальная обработка почвы вызывает увеличение численности денитрифицирующих микроорганизмов [30]. Комбинация минимальной обработки почвы и применения азотных удобрений приводит к усилению потерь газообразного азота. Пальма с соавт. [47] обнаружили в два раза большие потери азота удобрений за счет денитрификации при минимальной обработке почвы по сравнению с нормальной пахотой за 90-дневный период. При этом установлена весьма тесная положительная связь между количеством денитрифицирующих микроорганизмов и газообразными потерями азота.

В работе Крауса с соавт. [42] на глинистой богатой почве (Швейцария) показано, что при внесении жидкого навоза в условиях травяно-клеверного пара и минимальной обработки почвы эмиссия N_2O была меньше по сравнению с традиционной пахотой и Φ_{N_2O} при пахотной системе составлял 0.71%, а в условиях минимальной обработки 0.65%. В случае озимой пшеницы не было различий в эмиссии N_2O как при обычной пахоте, так и при NT.

В проанализированных обзорах [27, 29, 35, 43, 46, 54] использованы англоязычные источники, география которых включает, прежде всего, западноевропейские, североамериканские и китайские данные. В метаанализе данных по эмиссии закиси азота [27, 53], а также в обзорах многих других исследователей отсутствуют ссылки на ра-

боты российских ученых. Причина – очень малое количество подобных работ в России. Исключения составляют работы из Агрофизического института (Санкт-Петербург) [10, 14–17, 25, 50].

Оценка эмиссии закиси азота из пахотных почв России. В работах сотрудников Агрофизического института РАН (Санкт-Петербург) [3, 14–17, 50] приведены результаты исследований влияния минеральных и органических удобрений на эмиссию N_2O из почвы. Наблюдения проведены в многолетнем полевом опыте на легкой супесчаной окультуренной почве с содержанием органического углерода 1.8% и на той же унавоженной почве (внесение 700 т/га навоза в течение 10 лет) с $C_{орг}$ 2.3%. Кумулятивные потоки N_2O за вегетационный период (120 дней) из почвы в контроле без удобрений составляли 247.7 ± 56.7 и 519.7 ± 37.2 г N– N_2O /га, а при внесении минерального удобрения (90 кг N/га) 299.9 ± 26.6 и 583.7 ± 71.2 г N– N_2O /га соответственно [50]. Следовательно, эмиссия N– N_2O за счет внесения одного минерального N-удобрения была всего 52.2 и 64 г N/га ($299.0 - 247.7 = 52.2$ и $583.7 - 519.7 = 64$ г N/га) соответственно для почвы без внесения навоза и унавоженной. Тогда Φ_{N_2O} внесенного $N_{мин}$ в дозе 90 кг/га будет в пределах 0.058–0.071%, что гораздо ниже стандарта IPCC, равного 1%. Авторы [14–17] показали, что эмиссия N_2O из агроземов в различных системах земледелия за все время исследований не превышала 5 мг N_2O –N/(га день), если почва содержала менее 10 мг минерального азота/кг почвы. При внесении зеленых или органических удобрений показатель Φ_{N_2O} не превышал 0.62–0.75% [17]. В другой работе [25] проведенной на той же почве, обогащенной двумя дозами навоза (160 и 80 т/га), и на контроле (без навоза) проводили опыты с картофелем и капустой при внесении дополнительно 70–120 кг $N_{мин}$ /га и измеряли кумулятивную эмиссию N_2O за вегетационный период. Авторы установили, что кумулятивный поток N_2O как при внесении дополнительного количества $N_{мин}$ в дозах 70–110 кг/га, так и без него был практически по всем вариантам одинаковым (N– N_2O , кг/га): без внесения $N_{мин}$ (0.37 ± 0.08 , 0.45 ± 0.11 , 0.43 ± 0.06 , 0.53 ± 0.07 , 0.34 ± 0.09 , 0.37 ± 0.10) и при внесении $N_{мин}$ в дозах 70–110 кг/га (0.36 ± 0.05 , 0.42 ± 0.08 , 0.45 ± 0.07 , 0.56 ± 0.08 , 0.36 ± 0.11 , 0.60 ± 0.12). Приведенные данные свидетельствуют, что различия в эмиссии N_2O не наблюдались между вариантами как с внесением минерального азотного удобрения, так и без него. Объяснение такого явления кроется, по видимому, в продолжающемся последствии больших доз внесенного навоза, который, возможно, определял и перекрывал в значительной степени эмиссию N_2O из минеральных азотных удобрений. Следует добавить, что опыт проводил-

ся с пропашными культурами при достаточном увлажнении, что способствовало большей минерализации легкоразлагаемых азотсодержащих органических соединений оставшегося в почве навоза.

Как показано выше, основным вкладом в эмиссию закиси азота из почв является применение всех видов азотсодержащих минеральных и органических удобрений, а также различных отходов органического происхождения. Интересным является факт, что по усредненным мировым показателям для всех видов удобрений $\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}}$ приближается к 1% от количества, внесенного в почву азота. Этот коэффициент принят ИРСС за стандарт в 2006 г. и в последнем обновлении методики расчетов эмиссии парниковых газов в 2019 г. подтвержден ИРСС на прежнем уровне [38]. В новом стандарте допускается корректировка этого коэффициента по климатическим условиям. Для условий влажного климата, умеренного и бореального поясов (коэффициент увлажнения >1) за стандарт принимается $\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}} = 1.6\%$ от внесенного в почву количества N минеральных удобрений. Для других источников азота принимается $\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}} = 0.6\%$. В условиях недостаточного увлажнения (коэффициент увлажнения <1) для всех источников азота используется $\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}} = 0.5\%$. Судя по проанализированному литературному материалу, следует отметить, что для предлагаемой ИРСС градации недостаточно оснований.

Кадастровая оценка эмиссий парниковых газов для пахотных угодий в России использует постоянно меняющиеся посевные площади сельскохозяйственных культур. Поэтому для оценки эмиссии закиси азота и других парниковых газов из почв пахотных угодий России необходимо соответствующее уточнение площадей обрабатываемых земель и фактическое распределение посевов сельскохозяйственных культур, а также состояние их удобрённости. За последние 25 лет произошло перераспределение пахотных угодий страны. По определению Люри и соавт. [6, 7, 12] для современного земледелия характерно динамическое изменение рядов площадей аграрных угодий в регионах России. Авторами [7] для анализа выбран параметр — площадь посевов, так как параметры: площадь сельскохозяйственных угодий и площадь пашен — являются элементами земельной статистики, инвентаризация которых происходит редко. В то время как данные о посевных площадях — это ежегодные отчеты сельскохозяйственных предприятий, отражающие фактическую ситуацию.

Кроме того, следует принимать во внимание гидротермические условия расположения пахотных угодий, а также почвенно-агроклиматический индекс [1]. Сочетание достаточной теплообеспеченности (суммы температур выше $10^\circ\text{C} > 2500^\circ\text{C}$) с удовлетворительным увлажнением

(коэффициент увлажнения более 0.75) наблюдается только на 1% территории земельных угодий России [2].

Еще один показатель, который должен привлекать внимание — это доля удобряемой площади. Площадь пашни, на которой вносились минеральные азотные удобрения за последние 18 лет составляла 21600–47200 тыс. га [18]. Внесение минеральных азотных удобрений в среднем на 1 га удобряемой пашни за период 2000–2018 гг. находилось на уровне 26.5–32.4 кг N/га [18]. Внесение органических удобрений за этот же период осуществлялось лишь на 3–9% от общей площади посевов и составляло в пересчете на общий азот 35.0–206.0 кг/(га год). Величина 206 кг N/га относится к 2000 г., значительно выделяется из общего ряда доз органического азота, вносимого в период 2000–2018 гг., и никак не объясняется. При этом следует отметить, что имелись существенные различия в дозах внесения как минеральных, так и органических удобрений в зависимости от возделываемых культур. Так, сахарная свекла, овощные и картофель удобрялись значительно больше, чем другие культуры [18].

Пример расчета эмиссии N_2O из пахотных почв России при внесении азотных удобрений. В обзорах [27, 29, 35, 43, 46, 54] показаны основные факторы, влияющие на эмиссию N_2O из почв. В число этих факторов входят формы, виды и дозы минеральных и органических удобрений, технологии земледелия, почвенно-климатические условия и др. Среди перечисленных, одним из главных факторов, определяющих $\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}}$, который должен учитываться при составлении региональных кадастров эмиссии парниковых газов, является учет зависимости $\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}}$ от количества вносимого в почву азота. В качестве примера может служить работа Щербака с соавт. [54], четко показавшей эту зависимость. Авторами выполнен метаанализ данных, полученных на основе полевых исследований, включивших 84 местности, 233 опыто-лет, с не менее чем тремя уровнями применения N-удобрений, и сделано более 1000 измерений эмиссии N_2O . В условиях данного исследования усредненный $\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}}$ определен составил около 0.9%. Эта величина являлась средней для всех видов удобрений, среди которых при внесении синтетических (минеральных) азотных удобрений $\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}}$ равен 1.0%, а органических (навоз) — 0.8% [54]. Авторы установили, что для большинства культур ответ эмиссии N_2O на увеличение дозы минерального N-удобрения рос значительно быстрее, чем линейное повышение дозы N. Замечено, что прибавка $\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}}$ ($\Delta\text{ЭФ}_{\text{N}_2\text{O}}$) с дозой N была более выраженной на почвах с содержанием $\text{C}_{\text{орг}} > 1.5\%$ и $\text{pH} < 7$, и если удобрения применялись в один прием. Общий тренд экспоненциаль-

Таблица 2. Основные показатели состояния баланса азота в земледелии России за период 1992–2016 гг.

В среднем в год за период	Вынос азота с урожаями основных сельскохозяйственных культур	Внесение азота со всеми видами удобрений на всех посевных площадях	Баланс азота	Возмещение выноса азота с урожаями внесением удобрений, %
	млн т			
1992–1995	3.40	1.72	–1.68	50.6
1996–2000	3.10	0.94	–2.16	30.3
2001–2005	3.39	0.70	–2.70	20.6
2006–2010	3.57	1.06	–2.69	29.7
2011–2015	4.00	1.28	–2.72	32.0
2016	7.51	1.40	–6.11	18.6
На 1 га посевов (всего N кг/га за 25 лет), N, кг/(га год)	1145 45.8	352 14.1	–792 –31.7	30.7 30.7

ного увеличения $\Delta\Phi_{N_2O}$ совпадал с применением N-удобрения в количестве, явно превышающем потребность растений в азоте. В интервале доз азота 150–200 кг/га Φ_{N_2O} был равен 1% и совпадал со стандартом IPCC. Но если дозы азота возрастали до 300 кг/га, то Φ_{N_2O} увеличивался на 25% по сравнению со стандартом IPCC. Для культур, не получавших достаточного количества азота, т. е. ≤ 50 кг/га $\Delta\Phi_{N_2O}$ снижался на 25%. Это значит, что, если используется стандарт IPCC для вычисления эмиссионного фактора в условиях применения небольших доз (до 100 кг N/га), расчеты эмиссии N_2O будут значительно завышены, а при внесении 200–300 кг N/га – значительно занижены. На основе большого объема систематизированного экспериментального материала авторы [54] разработали модель расчета $\Delta\Phi_{N_2O}$ для установления эмиссии N_2O в зависимости от дозы минерального N-удобрения:

$$\Delta\Phi_{N_2O} = (0.001N[6.49 + 0.0187N]),$$

где $\Delta\Phi_{N_2O}$ – приращение эмиссии N– N_2O (кг/га); N – доза N-удобрения (кг/га).

Модель [54], предложенная для расчетов Φ_{N_2O} , является более гибкой в смысле учета внешних доз азота, т. е. более объективной, чем стандарт IPCC [38, 40], который построен на “прямолинейном отношении эмиссия N_2O /доза N”. Кроме того, коэффициент IPCC одинаков для всех источников азота, будь то азот самой почвы, азот растительных остатков или различные азотсодержащие удобрения. Объективность модели Щербака с соавт. [54] подтверждается аналогичными исследованиями [37]. Кроме того, в обзорах [25, 35, 43] стандарт IPCC [38, 40] подвергается критике.

В наших расчетах эмиссии N_2O и $\Delta\Phi_{N_2O}$ на пахотных угодьях РФ взяты данные Росстата [18] по посевным площадям сельскохозяйственных культур и применению удобрений за последние 25 лет. Земледелие в эти годы характеризовалось остродефицитным балансом азота, т. е. в пересчете на 1 га посевов вынос азота с урожаями в течение 25 лет превышал его внесение более чем на 30% (табл. 2) [5]. Это означает, что значительная доля урожая формировалась за счет минерализованного азота почвы. При такой ситуации остаточные количества подвижного азота удобрения в почве и его дальнейшие потери как за счет денитрификации, так и вымывания нитратов, должны быть ничтожно малы.

Если посмотреть дозы азота, которые вносились под посевы сельскохозяйственных культур за рассматриваемый период на пахотных угодьях России (табл. 3), то они находятся на нижнем пределе величины Φ_{N_2O} , который отмечается в различных обзорах по эмиссии N_2O , включая и стандарты IPCC. При дефицитном балансе азота эмиссионный фактор зависит, прежде всего, от условий увлажнения. В документе IPCC от 2019 г. [38] допускается дифференциация стандартных значений Φ_{N_2O} в зависимости от климатических условий.

Модель Щербака с соавт. [54] построена на данных по эмиссии N_2O из почв под посевами суходольных зерновых культур с применением азотных удобрений в интервале доз 0–300 кг N/га. Как видно из табл. 3 дозы N, которые вносились под посевы зерновых РФ изменялись в интервале 10.0–30.0 кг/га. Расчет эмиссии N– N_2O по модели [54] дает результат 0.066–0.212 кг/га. Эмиссионный фактор за счет применения минеральных азотных удобрений под зерновые культуры оказался при

Таблица 3. Расчетные данные эмиссии N_2O в посевах зерновых культур (кроме кукурузы и риса), удобряемых азотом* за период 2000–2018 гг.

Год	Удобрямая азотом площадь, тыс. га**	N, кг/(га год)	Внесено $N_{уд}$ под посевы зерновых культур, тыс. т	Эмиссия $N-N_2O$, кг/(га год)***	Φ_{N_2O}	Эмиссия $N-N_2O$, т/год
2000	12307	10.0	123.1	0.066	0.66	812
2005	13949	15.0	209.2	0.101	0.67	1409
2010	18145	20.0	362.9	0.137	0.68	2486
2015	22372	22.0	492.2	0.151	0.68	3378
2018	27340	30.0	820.2	0.212	0.70	5796

* Сумма минерального и органического азота.

** Данные Росстата, 2019.

*** Вычислено по модели Щербака [54].

этом в среднем за почти 20-летний период в интервале 0.66–0.70 и значительно меньше, чем тот, который использовался для расчетов кадастра парниковых газов по методике МГЭИК [8, 11].

Зерновые культуры занимают максимальную посевную площадь страны, составляя за последние 25 лет 54–59% от общей площади посевов всех культур [18], а применение минеральных удобрений приходилось лишь на 27–59% от общих посевов зерновых [18]. Правда в последние годы в России происходит увеличение удобряемых площадей сельскохозяйственных культур, включая и зерновые.

Другими культурами по суммарному размеру посевных площадей с применением удобрений являются картофель, сахарная свекла и овощные культуры. Эти же культуры возделываются при гораздо большем, чем зерновые, применении азотных и органических удобрений (табл. 4). Однако доля органических удобрений в составе применяемых удобрений очень неравномерна по культурам. Так, под сахарную свеклу вносится менее 10% азота в виде навоза. Применение органического вещества под эту культуру остается крайне низким и продолжает уменьшаться по сравнению с началом двухтысячных годов. Большие дозы органического азота вносятся под картофель, составляя в среднем за последние годы около 30%. Под овощные культуры доля органического азота составляет в среднем по годам около 22%. В этих условиях определяющим фактором эмиссии закиси азота из почв будут минеральные азотные удобрения, поскольку $N_{мин}$ сразу после внесения в почву “готов” к использованию нитрифицирующими и денитрифицирующими организмами. Внесенный органический азот должен пройти стадию минерализации, а затем уже подвергнуться нитрификации и денитрификации. В данном случае мы можем допустить, что величина Φ_{N_2O} в почве при таком соотношении внесенного минерального и органического

азота будет зависеть в большей степени от суммарного количества внесенного азота. Поэтому мы сочли возможным для расчета Φ_{N_2O} с определенной долей условности и для пропашных культур использовать модель Щербака с соавт. [54].

В отличие от зерновых культур, получающих гораздо меньше азота, в случае с пропашными эмиссионный фактор гораздо больше. В табл. 4 сгруппированы данные по эмиссионному фактору и общей эмиссии N_2O при возделывании основных пропашных культур. Наибольший Φ_{N_2O} показан для картофеля, но и внесение азота под эту культуру выше, чем под другие. В посевах сахарной свеклы и овощных культур Φ_{N_2O} довольно близок. В целом Φ_{N_2O} гораздо больше зависит от дозы применяемых азотсодержащих удобрений, чем от возделываемой культуры.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аналитический обзор ключевой литературы по состоянию биогеохимического цикла азота и глобальной проблемы эмиссии закиси азота показал следующее. Если усиление концентрации углекислого газа и метана связано с развитием энергетики и выброс этих газов можно контролировать за счет перехода на другие виды энергии (атомную промышленность, гидроэнергию, ветровую и другие), а высококонцентрированные промышленные выбросы CO_2 могут утилизироваться химическим путем в устойчивые малоактивные формы или, в конечном итоге, захораниваться на океанскую глубину, то ограничение выбросов закиси азота безусловно более сложная задача. Применение ингибиторов нитрификации или уреазной активности — это всего лишь откладывание на сравнительно небольшое время мобилизации оставшегося в почве азота удобрений. Через какое-то время этот азот будет вновь вовле-

Таблица 4. Пропашные культуры, удобряемые минеральными и органическими удобрениями в земледелии РФ за период 2000–2018 гг.* и расчетный эмиссионный фактор**

Год	Показатель	Свекла сахарная	Картофель	Овоще-бахчевые
2000	Площадь, тыс. га	805	2834	744
	$N_{\text{мин}}$, кг/га	60	78.0	42.0
	$N_{\text{орг}}$, кг/га	9	135	35
	Всего $N_{\text{мин} + \text{орг}}$, кг/га	69	213	77
	ЭФ_{N_2O}	0.54	2.26	0.61
2005	Площадь, тыс. га	799	2277	641
	$N_{\text{мин}}$, кг/га	126	90.0	57.0
	$N_{\text{орг}}$, кг/га	11.5	80	25
	Всего $N_{\text{мин} + \text{орг}}$, кг/га	137.5	170	82
	ЭФ_{N_2O}	1.24	1.64	0.65
2010	Площадь, тыс. га	1159	1948	603
	$N_{\text{мин}}$, кг/га	138	132.0	90.0
	$N_{\text{орг}}$, кг/га	10	45	15
	Всего $N_{\text{мин} + \text{орг}}$, кг/га	148	177	105
	ЭФ_{N_2O}	1.37	1.73	0.88
2015	Площадь, тыс. га	1021	1562	563
	$N_{\text{мин}}$, кг/га	137	164.0	83.0
	$N_{\text{орг}}$, кг/га	11	30	20
	Всего $N_{\text{мин} + \text{орг}}$, кг/га	147	194	103
	ЭФ_{N_2O}	1.36	1.96	0.86
2018	Площадь, тыс. га	1127	1325	526
	$N_{\text{мин}}$, кг/га	152	187.0	94.0
	$N_{\text{орг}}$, кг/га	11	25	10
	Всего $N_{\text{мин} + \text{орг}}$, кг/га	162	212	104
	ЭФ_{N_2O}	1.54	2.20	0.87
ЭФ_{N_2O} средний за 2000–2018 гг.		0.93	1.96	0.77

* Данные Росстата, 2019.

** Рассчитано по модели [53].

чен в процессы нитрификации и денитрификации – таков общий закон круговорота азота.

Уменьшение эмиссии N_2O путем сдерживания роста применения азотных удобрений скажется на ограничении производства продуктов питания. Сейчас и в обозримом будущем именно сельскохозяйственное производство является и будет являться незаменимым производителем продуктов питания для человека. Ограничение применения азотных удобрений в сельскохозяйственном производстве при одновременном естественном сокращении удобных для возделывания земель будет грозить человечеству нарастанием дефицита продовольствия. Отсюда разумное регулирование применения синтетического и биологическо-

го азота является лишь паллиативом, и радикальное решение проблемы пока не просматривается.

Следует внимательнее присмотреться к предлагаемым приемам секвестирования атмосферной углекислоты. С одной стороны, связывание CO_2 в органическое вещество почвы на какой-то срок (десятилетия или даже на столетия) выводит CO_2 из атмосферы, но, с другой стороны, обогащение почвы органическим углеродом активизирует дыхание почвенной биоты и понижает концентрацию кислорода в почвенном воздухе. Уменьшение содержания кислорода в почве провоцирует усиление процесса денитрификации. В работе [29] показано, что 18-летнее применение компоста не только увеличило содержание орга-

нического углерода в почве на 152%, но и увеличило эмиссию N_2O на 106%. Принимая во внимание, что ПГП закиси азота в 298 раз больше CO_2 , оказывается, что эффект от секвестирования углерода с целью снижения ПГП почти полностью нивелируется дополнительными выбросами из почвы N_2O . Таким образом, обогащение почвы органическим углеродом не всегда благоприятствует целям сокращения выбросов парниковых газов в земледелии.

Проблема точной оценки выбросов закиси азота в атмосферу еще далека от разрешения. Причина — недостаточное количество экспериментальных исследований *in situ*, дорогостоящая аналитического оборудования. Многие регионы Земли практически не охвачены мониторингом за эмиссией закиси азота, включая обширные территории России. Наиболее продвинутыми в решении проблемы закиси азота являются европейские и североамериканские страны. Широким охватом идут исследования в Китае.

Сбором информации по парниковым газам и ее обработкой в мировом масштабе занимается МГЭИК, данные которого представляют собой совокупность национальных кадастров инвентаризации парниковых газов, которые выполняются по единой методике.

В соответствии с обязательствами по Рамочной конвенции ООН об изменении климата, Киотским протоколом и Парижским соглашением по климату Российская Федерация регулярно представляет в МГЭИК “Национальные доклады о кадастре антропогенных выбросов и абсорбции парниковых газов” [11]. Руководящие принципы национальных инвентаризаций парниковых газов разработаны МГЭИК по поручению Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата [8]. Однако оценки по эмиссиям парниковых газов, получаемые МГЭИК и ФАО, в значительной степени генерализованы. Причина — крайняя недостаточность экспериментальных данных в большинстве регионов. Представляемые Россией в МГЭИК национальные кадастры парниковых газов, включая данные по эмиссии N_2O , основываются исключительно на данных, полученных расчетным путем с использованием статистической информации и пересчетных коэффициентов эмиссионных факторов, которые рекомендуются МГЭИК. Поскольку по территории России имеются весьма ограниченные данные по эмиссии N_2O , то МГЭИК предлагает в расчетах использовать по умолчанию коэффициенты, полученные в основном для условий западноевропейских стран с умеренным климатом.

Сбором данных по эмиссии парниковых газов в сельскохозяйственном производстве занимается и ФАО. Но данные ФАО по эмиссиям газов также являются весьма ориентировочными [32].

Согласно этим данным, за 2005–2017 гг. эмиссия N_2O при применении азотных удобрений рассчитывалась, исходя из единой величины эмиссионного фактора, равного 1.33% (допускается, что из каждого кг азота, внесенного с минеральными и органическими удобрениями в почву, выделяется в атмосферу 0.0133 кг $N-N_2O$ или 1.33% от количества внесенного азота). Это означает, что для стран, находящихся в весьма контрастных природно-климатических условиях (например, Индия, Китай, Франция, Германия, Финляндия, Россия и др.) принимается одинаковое допущение, что трансформация всех видов удобрений совершенно одинакова во всех типах почв. Однако, как показано выше, существует большая вариация эмиссии N_2O и ΔF_{N_2O} в зависимости от доз и форм азотных и органических удобрений, почвенно-климатических условий, приемов земледелия, выращиваемых культур и многих других факторов [14–16, 23–25, 29–37, 42–48, 52–54].

Экстраполяция данных, полученных в странах Западной Европы, для условий России не всегда приемлема, поскольку почвенно-климатические условия страны весьма разнообразны. Значительные площади почвенного покрова в северо-, средне- и южно-таежной зонах имеют невысокое плодородие, характеризуются кислой реакцией среды. В целом, около 75% земельных ресурсов страны находится в пределах холодного пояса и малообеспеченных теплом горных областей. В степной и сухостепной зонах с недостаточным увлажнением площади пахотных угодий России составляют около 15% [2]. Для большинства регионов, в которых ведется сельскохозяйственное производство продолжительность безморозного периода гораздо короче, и как следствие продуктивность всех микробиологических процессов азотного цикла в почвах в абсолютных величинах меньше, чем в почвах Западной Европы.

С конца девяностых годов—начала двухтысячных ИРСС приняло стандартную величину для $\Delta F_{N_2O} = 1\%$. Эта величина применяется не только для расчетов эмиссии N_2O из почвы при внесении в нее всех видов азотсодержащих удобрений, но и различных растительных остатков, других азотсодержащих материалов, минерализованного азота самой почвы независимо от почвенно-климатических условий и типов земледелия [40]. В пересмотренном варианте 2019 г. [38] руководящих указаний ИРСС величина $\Delta F_{N_2O} = 1\%$ была подтверждена для дальнейшего использования, несмотря на то, что эта цифра подвергается критике со стороны многих исследователей. Мы уже рассматривали более гибкий подход к получению ΔF_{N_2O} с учетом интервала доз азотных удобрений [54].

Однако в руководствах МГЭИК, на основе которых рассчитывается кадастр парниковых газов в России принята бóльшая величина ЭФ_{N₂O}, т. е. 1.25% [8].

Из приведенного обзора работ по эмиссии N₂O можно сделать заключение, что стандартные величины ЭФ_{N₂O} (IPCC–МГЭИК и ФАО), используемые для глобальных расчетов ПГП, заведомо выше по сравнению с фактически получаемыми данными в различных регионах мира. Это завышение объясняют большим уровнем неопределенностей при обобщении литературных данных. Кроме того, существует определенный подход в официальных оценках эмиссии парниковых газов. Так, в решениях Конференции сторон РКИК ООН по составлению Национальных кадастров парниковых газов принят один из обязательных принципов, а именно принцип консерватизма, т. е. нельзя недооценивать эмиссии и переоценивать стоки парниковых газов [Д.Г. Замолотчиков, личная коммуникация, презентация, 2018]. С этим утверждением никак нельзя согласиться. Никакой принцип консерватизма не должен доминировать. В основу оценок баланса парниковых газов должен быть положен главный фактор – принцип объективности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания АААА-А18-118013190177-9 области фундаментальных научных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булгаков Д.С., Рухович Д.И., Шишконокова Е.А., Вильчевская Е.В. Использование почвенно-агроклиматического индекса при оценке агрономического потенциала пахотных земель в лесостепной зоне России // Почвоведение. 2018. № 4. С. 473–485. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18040081>
2. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2014. 768 с.
3. Зинченко С.И., Зинченко М.К., Бучкина Н.П., Рижая А.Я. Экологическая оценка влияния приемов основной обработки в агроэкосистемах на биологические свойства серой лесной почвы // Сб. докл. Всерос. науч.-пр. конф. ГНУ ВНИИЗиЗПЭ. 10–12 сентября 2014 г. Курск, 2014. С. 127–133.
4. Климова А.Ю., Степанов А.Л., Манучарова Н.А. Особенности трансформации соединений азота и углерода в олиготрофной торфяной почве // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1198–1202. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19100046>
5. Кудяров В.Н. Агрогеохимические циклы углерода и азота в современном земледелии России // Агрехимия. 2019. № 12. С. 3–14.
6. Люри Д.И., Горячкин С.В., Каравалева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г. Динамика сельскохозяйственных земель России в XX в. и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.
7. Люри Д.И., Некрич А.С., Карелин Д.В. Изменение пахотных площадей в России в 1990–2015 гг. и почвенная эмиссия диоксида углерода // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, географическая. 2018. № 3. С. 70–76.
8. МГЭИК, Межправительственная группа экспертов по изменению климата // Руководящие указания по эффективной практике для землепользования, изменений в землепользовании и лесного хозяйства / Под ред. Пенмана Д. и др. М., 2006. 649 с.
9. Мухина И.М., Рижая Е.Я., Бучкина Н.П. Влияние биоугля на индикаторы качества дерново-подзолистой супесчаной почвы // Перспективы и технологии развития естественных и математических наук. Нижний Новгород, 2019. Вып. IV. С. 24–25.
10. Мухина И.М., Рижая Е.Я., Бучкина Н.П. Влияние биоугля на эмиссию закиси азота из дерново-подзолистой супесчаной почвы разной степени окультуренности // Научно-технический прогресс в сельскохозяйственном производстве. Мат.-лы Междунар. науч.-техн. конф. Минск: Беларуская навука, 2019. С. 150–154.
11. Национальный доклад “О кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом за 1990–2009 гг.”. Ч. 1. М., 2011.
12. Некрич А.С., Люри Д.И. Изменения динамики аграрных угодий России в 1990–2014 гг. // Известия РАН. Сер. географическая. 2019. № 3. С. 64–77.
13. Петербургский А.В. Круговорот и баланс питательных веществ в земледелии. М.: Наука, 1979. 168 с.
14. Рижая Е.Я., Бойцова Л.В., Бучкина Н.П., Панова Г.Г. Влияние пожнивных остатков с различным отношением C/N на эмиссию закиси азота из дерново-подзолистой супесчаной почвы // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1251–1259.
15. Рижая Е.Я., Бучкина Н.П., Мухина И.М., Белинец А.С., Балашов Е.В. Влияние биоугля на свойства образцов дерново-подзолистой супесчаной почвы с разной степенью окультуренности (лабораторный эксперимент) // Почвоведение. 2015. № 2. С. 211–220.
16. Рижая Е.Я., Бучкина Н.П., Мухина И.М., Балашов Е.В. Многолетний мониторинг прямой эмиссии закиси азота из дерново-подзолистых почв // Тенденции развития агрофизики: от актуальных проблем земледелия и растениеводства к технологиям будущего // Материалы II Междунар. науч. конф., посвященной памяти академика Е.И. Ермакова. СПб.: АФИ РАН, 2019. С. 117–122.
17. Рижая Е.Я., Мухина И.М., Бучкина Н.П., Балашов Е.В. Управление прямой эмиссией закиси азота в системах земледелия // Реализация методологических и методических идей профессора Б.А. Доспехова в совершенствовании адаптивно-ландшафтных систем земледелия. М., 2017. С. 190–194.
18. Россия в цифрах. Краткий статистический сборник. М.: Росстат, 2019. 549 с.

19. Семенов В.М., Козут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
20. Семенов С.М., Ранькова Э.Я. Особенности многолетних изменений и сезонной изменчивости современных фоновых концентраций CO₂, CH₄, N₂O // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. № 4. С. 71–87.
21. Abbatt J.P.D., Molina M.J. Status of Stratospheric Ozone Depletion // Annual Rev. Energy Environ. 1993. V. 18. P. 1–29.
22. Ball B.C., Griffiths B.S., Topp C.F.E., Wheatley R., Walker R.L., Rees R.M., Watson C.A., Gordon H., Hallett P.D., McKenzie B.M., Nevison I.M. Seasonal nitrous oxide emissions from field soils under reduced tillage, compost application or organic farming // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2014. V. 189. P. 171–180.
23. Baresel C., Andersson S., Yang J., Andersen M. H. Comparison of nitrous oxide (N₂O) emissions calculations at a Swedish wastewater treatment plant based on water concentrations versus off-gas concentrations // Adv. Climate Change Res. 2016. V. 7. P. 185–191.
24. Bin-feng S., Hong Z., Yi-zhong L., Fei L., Xiao-ke W. The effects of nitrogen fertilizer application on methane and nitrous oxide emission/uptake in Chinese croplands // J. Integrative Agriculture. 2016. V. 15(2). P. 440–450.
25. Buchkina N.P., Rizhiya E.Y., Pavlik S.V., Balashov E.V. Soil Physical Properties and Nitrous Oxide Emission from Agricultural Soils // Adv. Agrophys. Res. 2013. P. 193–220.
26. CAST (Council for Agricultural Science and Technology) // Effect of Increased Nitrogen Fixation on Stratospheric Ozone. Iowa, 1976. Report N. 53.
27. Charles A., Rochette P., Whalen J.K., Angers D.A., Chantigny M.H., Bertrand N. Global nitrous oxide emission factors from agricultural soils after addition of organic amendments: A meta-analysis // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2017. V. 236. P. 88–98.
28. Clayton H., McTaggart I.P., Parker J., Swan L., Smith K.A. Nitrous oxide emissions from fertilized grassland: A 2-year study of the effects of N fertilizer form and environmental conditions // Biol. Fertil. Soils. 1997. V. 25. P. 252–260.
29. Ding W., Luo J., Li J., Yu H., Fan J., Liu D. Effect of long-term compost and inorganic fertilizer application on background N₂O and fertilizer-induced N₂O emissions from an intensively cultivated soil // Sci. Total Environ. 2013. V. 465. P. 115–124.
30. Doran J.W. Soil microbial and biochemical changes associated with reduced tillage // Soil Sci. Soc. Am. J. 1980. V. 44. P. 765–771.
31. Duggin J.A. Autotrophic and heterotrophic nitrification in response to clearcutting northern hardwood forest // Soil Biol. Biochem. 1991. V. 23. P. 779–787.
32. FAO Stat. 2019. http://faostat.fao.org/static/syb/syb_5000.pdf
33. Forster P.V., Ramaswamy P., Artaxo T., Berntsen R., Betts D.W., Fahey J., Haywood J. et al. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing // Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. N.Y.: Cambridge University Press, 2007.
34. Gu J., Yuan M., Liu J., Hao Y., Zhou Y., Qu D., Yang X. Trade-off between soil organic carbon sequestration and nitrous oxide emissions from winter wheat-summer maize rotations: Implication of a 25-year fertilization experiment in Northwestern China // Sci. Total Environ. 2017. 595. P. 371–379.
35. H'enault C., Gossel A., Mary B., Rousset M., Leonard J. Nitrous Oxide Emission by Agricultural Soils: A Review of Spatial and Temporal Variability for Mitigation*1 // Pedosphere. 2012. V. 22. P. 426–433.
36. Han Z., Walter M.T., Drinkwater L. E. Impact of cover cropping and landscape positions on nitrous oxide emissions in northeastern US agroecosystems // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2017. V. 245. P. 124–134.
37. Hoben J.P., Gehl R.J., Millar N., Grace P.R., Robertson G.P. Nonlinear nitrous oxide (N₂O) response to nitrogen fertilizer in on-farm corn crops of the US Midwest // Glob. Change Biol. 2011. V. 17. № 2. P. 1140–1152.
38. IPCC, 2019. Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories / Eds. Buendia C. et al. Published: IPCC, Switzerland, 2019.
39. IPCC, 2013. Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. Stocker T.F. et al. N.Y.: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
40. IPCC, 2014. Climate Change: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland. 2014.
41. Klemetsson L., Klemetsson A.K., Moldan F. Nitrous oxide emission from Swedish forest soils in relation to liming and simulated increased N-deposition // Biol. Fertil. Soils. 1997. V. 25. P. 290–295.
42. Krauss M., Ruser R., Müller T., Hansen S., Mäder P., Gattinger A. Impact of reduced tillage on greenhouse gas emissions and soil carbon stocks in an organic grass-clover ley winter wheat cropping sequence // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2017. V. 239. P. 324–333.
43. Lesschen J.P., Velthof G.L., Wim de Vries, Kros J. Differentiation of nitrous oxide emission factors for agricultural soils // Environ. Poll. 2011. V. 159. P. 3215–3222.
44. Marco A., Esposito F., Berg B., Giordano M., Virzo A. De Santo. Soil C and N sequestration in organic and mineral layers of two coeval forest stands implanted on pyroclastic material (Mount Vesuvius, South Italy) // Geoderma. 2013. V. 209–210. P. 128–135. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.06.011>
45. Miao Y., Stewart B.A., Zhang F. Long-term experiments for sustainable nutrient management in China. A review // Agronomy for Sustainable Development. 2011. 31. P. 397–414. <https://doi.org/10.1051/agro/2010034>
46. Oertel C., Matschullat J., Zurba K., Zimmermann F., Erasmí S. Greenhouse gas emissions from soils – A review // Chemie der Erde. 2016. V. 76. P. 327–352.
47. Palma R.M., Rímolo M., Saubidet M.I., Conti M.E. Influence of tillage system on denitrification in maize-

- cropped soils // *Biol. Fertil. Soils*. 1997. V. 25. P. 142–146.
48. *Rapson T.D., Dacres H.* Analytical techniques for measuring nitrous oxide (Review) // *Trends Anal. Chem.* 2014. V. 54. P. 65–74.
 49. *Rashti M.R., Wang W.J., Chen C.R., Reeves S.H., Scheer C.* Assessment of N₂O emissions from a fertilized vegetable cropping soil under different plant residue management strategies using ¹⁵N tracing techniques // *Sci. Total Environ.* 2017. V. 598 P. 479–487.
 50. *Rizhiya E.Y., Mukhina I.M., Balashov E.V., Šimansky V., Buchkina N.P.* Effect of biochar on N₂O emission, crop yield and properties of Stagnic Luvisol in a field experiment // *Zemdirbyste-Agriculture*. 2019. V. 106. P. 297–306.
 51. *Save and Grow* // A policymaker's guide to the sustainable intensification of smallholder crop production. FAO, Rome, 2011. 116 p.
 52. *Senbayrama M., Chenc R., Budaid A., Bakkend L., Dittertb K.* N₂O emission and the N₂O/(N₂O + N₂) product ratio of denitrification as controlled by available carbon substrates and nitrate concentrations // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2012. V. 147. P. 4–12.
 53. *Shan J., Yan X.* Effects of crop residue returning on nitrous oxide emissions in agricultural soils // *Atmospheric Environment*. 2013. V. 71. P. 170–175.
 54. *Shcherbak I., Millar N., Robertson G.P.* Global meta-analysis of nonlinear response of soil nitrous oxide (N₂O) emissions to fertilizer nitrogen // *PNAS*. 2014. V. 111. P. 9199–9204.
 55. *Speir T.W., Kettles H.A., More R.D.* Aerobic emissions of N₂O and N₂ from soil cores: measurement procedures using ¹³N-labelled NO₃⁻ and NH₄⁺ // *Soil Biol. Biochem.* 1995. V. 27. P. 1289–1298.
 56. *Sutton M.A., Bleeker A., Howard C.M.* Our Nutrient World: The challenge to produce more food and energy with less pollution. Edinburgh, UK, Centre for Ecology and Hydrology, <http://www.inms.international/sites/inms.international/files/ONW.pdf>
 57. United Nations: World Population Prospects 2019: Department of Economic and Social Affairs Population Dynamics.
 58. WMO Greenhouse Gas Bulletin. 15–25 November 2019.
 59. World fertilizer trends and outlook to 2018. FAO, Rome. 2015. 66 p.

Nitrous Oxide Emission from Soils at the Fertilizers Application (Analytical Review)

V. N. Kudenyarov*

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia

*e-mail: vnikolaevich2001@mail.ru

Soils are one of the main biological sources of nitrous oxide (N₂O). Nitrification and denitrification processes are the major factors of N₂O production in soils. Nitrogen of the mineral fertilizers and organic amendments applied to the fields is easily involved in the biogeochemical cycle of soil nitrogen and contributes to the N₂O emission to the atmosphere. Owing to a longer lifetime (121 yr) and higher potential for global warming in comparison with CO₂ and CH₄, nitrous oxide plays a significant role in the greenhouse effect; rising N₂O concentrations enhance the destruction of the ozone layer. To evaluate regional contributions of agricultural soils to the total world emissions of greenhouse gasses, the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) recommended using emission factors (EF_{N₂O}) for national N₂O inventories. The EF_{N₂O} value depends on many factors: soil-climatic conditions, mineral fertilizer type, organic amendments, crop systems, etc. Nevertheless, the default IPCC EF_{N₂O} value (1.0) does not take into account differences between various N inputs to the soils and the environmental conditions. Field data on N₂O emissions from soils of Russia are very limited, and national N₂O inventories are calculated according to the IPCC Guidelines. However, the value of EF_{N₂O} recommended by the IPCC is not quite appropriate for Russia with its wide range of soil-climatic and environmental conditions. In this paper, an attempt is made to calculate actual values of EF_{N₂O} in Russia for the fertilized cereal and tilled crops on the basis of literature and statistical data. The N budget in Russian agriculture in the past 25 years has been sharply deficient. This means that a considerable part of crop yield is formed due to mineralized soil nitrogen, which is quickly assimilated by plants and microorganisms and virtually does not accumulate in the free state. The calculation of EF_{N₂O} values for fertilized cereal crops (22–27 million hectares) and intertilled crops indicates that they range within 0.66–0.70 and 0.54–2.56. Note that EF_{N₂O} values obtained for the fertilized cereal crops are considerably lower than the default value recommended by the IPCC.

Keywords: nitrous oxide, greenhouse gases, nitrogen fertilizers, emission factor, nitrification, denitrification

УДК 631.4

МЕХАНИЗМЫ СТАБИЛИЗАЦИИ ПРОДУКТОВ РАЗЛОЖЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОСТАТКОВ ДЕНСИМЕТРИЧЕСКИМИ ФРАКЦИЯМИ СУГЛИНКА

© 2020 г. А. Н. Мальцева^а, *, Д. Л. Пинский^а^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

*e-mail: ansmalc@mail.ru

Поступила в редакцию 11.03.2020 г.

После доработки 31.03.2020 г.

Принята к публикации 30.04.2020 г.

В контролируемых условиях изучено распределение продуктов разложения растительных остатков кукурузы и клевера между денсиметрическими фракциями бескарбонатного покровного суглинка. С использованием поливольфрамата натрия выделено две легких ($< 1.4 \text{ г/см}^3$ (ЛФ-1) и $1.4\text{--}2.2 \text{ г/см}^3$ (ЛФ-2)) и тяжелая ($> 2.2 \text{ г/см}^3$ (ТФ)) фракции. ЛФ-1 включает, в основном, не полностью разложившиеся растительные остатки; ЛФ-2 – соединения продуктов разложения с глинистыми минералами почв (каолинитом, иллитом, смектитами); ТФ – органическое вещество, дискретно сорбированное на поверхности крупных зерен кварца и полевых шпатов. Показано, что при стабилизации новообразованных ОВ разными денсиметрическими фракциями происходит их сепарация в результате избирательной специфической адсорбции. При этом ЛФ-2 обогащается соединениями, не содержащими азот, а ТФ – соединениями, содержащими азот, в том числе микробной природы. В результате отношение С/Н уменьшается в ряду: ЛФ-1 $>$ ЛФ-2 $>$ ТФ. Рассчитаны размеры пулов ОВ свободного и связанного с минеральными частицами. Предложена схема, описывающая механизмы стабилизации продуктов разложения разными денсиметрическими фракциями органо-минерального субстрата.

Ключевые слова: денсиметрическое фракционирование, органическое вещество, органо-минеральные соединения

DOI: 10.31857/S0032180X20100123

ВВЕДЕНИЕ

Почвенное органическое вещество (ОВ) является сложным неоднородным по составу и свойствам компонентом почвы и играет исключительно важную роль в почвообразовании и функционировании почв. Физические методы фракционирования позволяют разделить почвенное ОВ на более или менее однородные пулы по какому-либо показателю: морфологическим признакам, плотности, доступности к разложению микроорганизмами и другим [3, 23, 46, 55]. В регулировании динамики почвенного ОВ важным является исследование процессов, влияющих на способность почв разлагать поступающие органические остатки и сохранять вновь образованное ОВ в форме гумусовых веществ. Процессы трансформации попадающих в почву растительных остатков (РО) в соответствии с законами термодинамики приводят к образованию наиболее устойчивых продуктов в результате стабилизации в почвах, в том числе благодаря образованию органо-минеральных соединений [1,

9, 12, 14]. При этом происходит перераспределение ОВ между почвенными минеральными компонентами различной плотности. Под процессами стабилизации ОВ в почве, включающими и гумификацию, понимаются процессы, ведущие к повышению устойчивости ОВ к абиотическим и биотическим воздействиям [12].

Одним из эффективных методов исследования трансформации и стабилизации ОВ почв является последовательное денсиметрическое фракционирование. Метод получил широкое распространение в почвоведении в последние годы в связи с использованием водных растворов поливольфрамата натрия ($\text{Na}_6\text{O}_{39}\text{W}_{12} \cdot \text{H}_2\text{O}$) в качестве тяжелой жидкости [4–6, 8, 32, 34, 35, 54, 56, 59]. Поливольфрамат натрия нетоксичен, относительно безопасен, не содержит углерод и позволяет получать растворы плотностью до 3.1 г/см^3 [54]. Однако он растворяет определенную долю органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$), которая может перераспределять-

Таблица 1. Содержание основных компонентов в надземной массе клевера и кукурузы

Остатки	Зола, %	Группы органических веществ, % от беззольного вещества				
		воскосмолы	протеины	гемицеллюлоза	целлюлоза	лигнин
Клевер	13	6.0	14.8	23.8	20.4	8.2
Кукуруза	18	19.1	4.9	32.6	26.0	10.8

ся между фракциями или теряться в супернатанте [8, 26, 56].

Фракционирование почвенного ОВ по плотности в отличие от химических экстракций позволяет выделить фракции органического и органо-минерального веществ в наиболее неповрежденной форме, оценить их связь с определенными группами минералов и, таким образом, лучше понять механизмы взаимодействия органических и минеральных компонентов почвы [2–4, 6, 14, 18, 22]. Принцип метода последовательного денсиметрического фракционирования состоит в разделении свободного и связанного с минеральными частицами почвы ОВ, исходя из их удельных плотностей. При этом использование поливольфрамата натрия позволяет легко варьировать тяжелые жидкости по плотности в широких пределах [51, 52, 55, 59].

Денсиметрические фракции (ДФ) с разной плотностью можно рассматривать как пулы ОВ с различным временем оборота и различной функциональной ролью в динамике органического углерода и других элементов [6, 12, 26, 46]. Растительные остатки могут быть отделены в виде твердых органических частиц путем флотации в плотном растворе, тогда как органо-минеральные комплексы остаются в более тяжелых фракциях. Легкие фракции, включающие свободное и окклюдированное ОВ, в основном состоят из недавно поступивших в почву слабо трансформированных остатков и растительного материала, находящегося на различных стадиях разложения и гумификации, и характеризуются временем оборота от нескольких лет до нескольких десятилетий [6, 29, 58]. В тяжелых фракциях ОВ, стабилизированное за счет адсорбционного взаимодействия с поверхностью минералов, характеризуется временем оборота от десятилетий до тысячелетий [19]. Легкие и тяжелые фракции представляют собой крайние точки континуума продуктов разложения. Поэтому характеристика динамики денсиметрических фракций, их химического и минералогического состава необходима для понимания процессов, происходящих при трансформации и стабилизации почвенного ОВ в различных типах почв [48].

Цель работы – исследование закономерностей процессов стабилизации ОВ, образующихся при разложении контрастных по биохимическому составу РО, минеральными компонентами покровного суглинка методом последовательного денси-

метрического фракционирования в контролируемых условиях.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В инкубационных экспериментах исследовали перераспределение продуктов разложения надземной части кукурузы (*Zea máys*) и клевера (*Trifolium pratense*) между различными денсиметрическими фракциями покровного суглинка. Биохимический анализ растительной биомассы выполнен в соответствии со схемой определения состава органической части органогенных материалов, включающую сернокислотный метод определения лигнина [1]. Содержание “сырой” золы в растительной биомассе определяли методом сухого сжигания при температуре 500–600°C. Характеристика состава РО представлена в табл. 1.

Предварительно высушенные на воздухе до постоянной массы листья и стебли растений кукурузы (С/Н 62) и клевера (С/Н 12) измельчали до размеров 3–5 мм и смешивали с суглинком в соотношении 1 : 10 по массе. Используемый в эксперименте бескарбонатный покровный суглинок являлся почвообразующей породой серой лесной почвы (Eutric Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric)) опытно-полевой станции ИФХиБПП РАН (Московская область). Минералогический состав суглинка, %: кварц – 59, каолинит – 16, слюда – 13, полевые шпаты – 10, смектит – 2. Гранулометрический состав суглинка представлен фракциями, %: песка – 11, пыли – 63, ила – 26. Содержание фракции физической глины 43%. Гранулометрический состав определяли классическим методом пипетки с пирофосфатным диспергированием образца. В составе суглинка обнаружены следовые количества $C_{орг} 0.07 \pm 0.02\%$.

Органо-минеральные смеси помещали в стеклянные сосуды объемом 200 см³ и инокулировали микроорганизмами путем внесения 1 мл 1%-ной почвенной суспензии, приготовленной их верхнего горизонта серой лесной почвы. Инкубацию субстратов осуществляли в термостатированном шкафу при температуре 20°C и влажности 60% полной влагоемкости органо-минеральных субстратов. Продолжительность эксперимента с РО кукурузы и клевера – 6 месяцев. Для фракционирования из проинкубированной органо-минеральной массы, высушенной при комнатной температуре и просеянной через сито 3 мм, отбирали

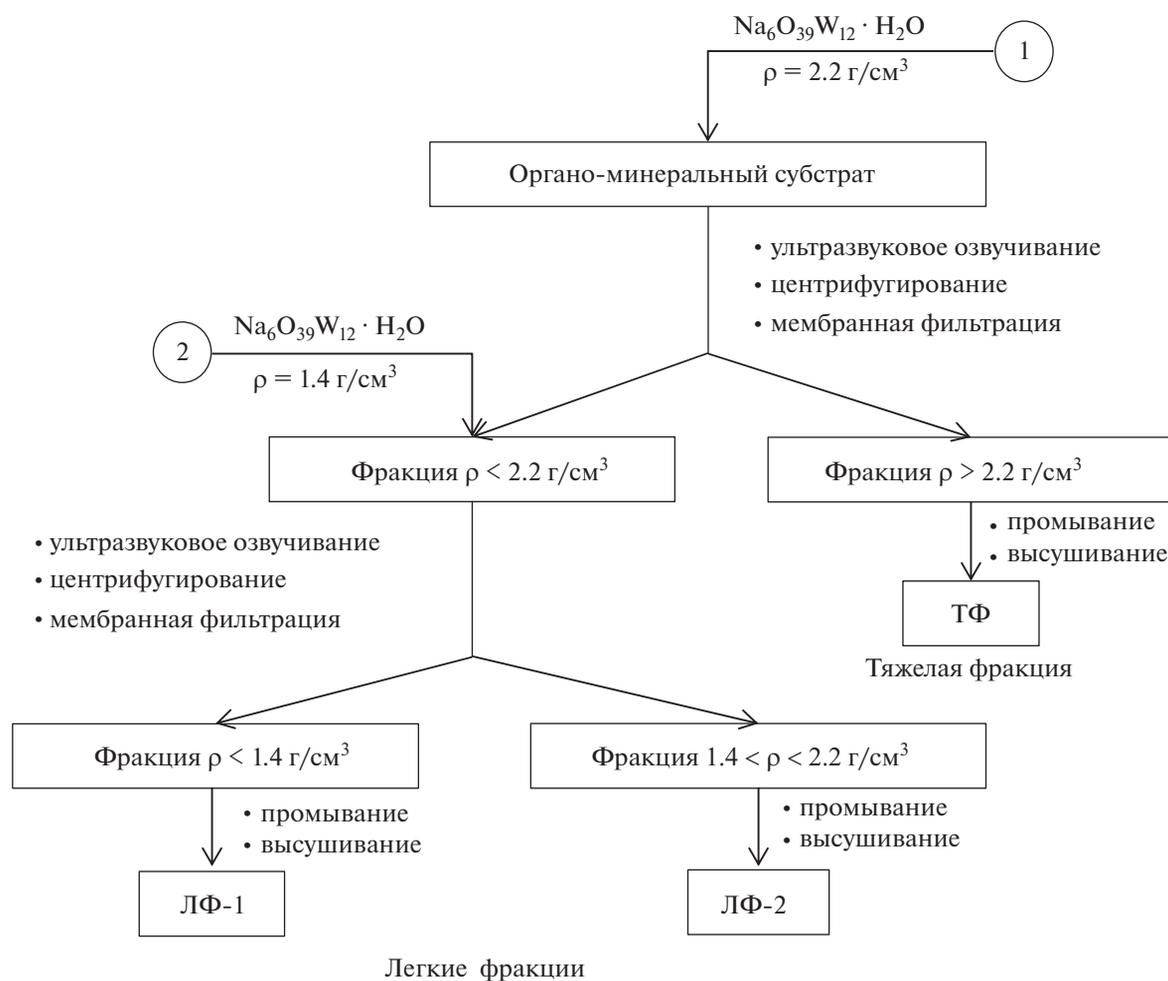


Рис. 1. Схема денсиметрического фракционирования органо-минерального суглинистого субстрата.

среднюю пробу. Фракционирование выполняли в трех повторностях.

Следует отметить, что в настоящее время процедура денсиметрического разделения почвенных гетерогенных масс не стандартизирована [30]. Однако сравнительное влияние различных комбинаций граничных плотностей и энергии ультразвукового диспергирования на количество и качество выделяемых денсиметрических фракций представлено в работах [22, 30]. За основу последовательного денсиметрического фракционирования суглинистых субстратов в данном исследовании принят метод, описанный в работе [50] и методическом руководстве, подготовленном EPA USA (Агентство по охране окружающей среды США) для оценки состояния ОВ почв денсиметрическим методом [6, 41]. Схема фракционирования изображена на рис. 1.

Для разделения субстратов на легкие и тяжелые фракции использовали растворы поливольфрамата натрия с плотностью 1.4 и 2.2 г/см³. Выбор плотностей раствора поливольфрамата натрия обусловлен

пограничными значениями плотностей для органических и минеральных компонентов почвы. Большинство первичных и вторичных минералов почв обладает плотностью в интервале 2.2–2.8 г/см³. Почвенное ОВ характеризуется плотностью менее 1.4 г/см³ [36, 42]. Для диспергирования образцов применяли слабое ультразвуковое озвучивание мощностью 60 Дж/мл, достаточное для разрушения макроагрегатов и выделения окклюдированного почвенного ОВ [31]. Чрезмерное механическое воздействие может привести к удалению воздуха из клеточных полостей неразложившихся РО, их утяжелению, способствуя искажению результатов фракционирования [27]. Окклюдированное ОВ представляет собой органический материал легкой фракции, который находится внутри сформировавшихся агрегатов, но еще не прочно связанный с почвенными минералами [12, 30].

На первом этапе фракционирования выделяли тяжелую фракцию плотностью >2.2 г/см³. Воздушно-сухую навеску 10 г органо-минерального субстрата помещали в центрифужную пробирку объе-

мом 50 см³. Для фракционирования к навеске образца добавляли 10 мл раствора Na₆O₃₉W₁₂ · H₂O плотностью 2.2 г/см³. Содержимое пробирки слегка взбалтывали до полного смачивания образца жидкостью и подвергали ультразвуковому озвучиванию в течение 15 мин. Для отделения фаз различной плотности обработанные ультразвуком суспензии центрифугировали в течение 10 мин при 10000 об./мин на центрифуге Sorvall RC 6 Plus (Thermo Scientific). Затем надосадочную жидкость плотностью <2.2 г/см³ подвергали вакуумной ультрафильтрации с использованием мембранных фильтров Millipore 0.45 μm. Оставшийся на дне пробирки осадок, представляющий собой тяжелую фракцию >2.2 г/см³, промывали дистиллированной водой и извлекали для последующего высушивания. На втором этапе фракционирования органо-минеральную фракцию <2.2 г/см³ перенесли с мембранного фильтра в центрифужную пробирку и добавляли раствор Na₆O₃₉W₁₂ · H₂O плотностью 1.4 г/см³. Данная плотность тяжелой жидкости выбрана для исключения попадания неорганических частиц в не полностью разложившийся за время инкубации растительный материал. Аналогично первому этапу фракционирования суспензию подвергали ультразвуковому озвучиванию, центрифугированию и мембранной ультрафильтрации. В результате фракция <2.2 г/см³ была разделена на две легкие ДФ. Фракция плотностью <1.4 г/см³ собрана на мембранном фильтре, фракция промежуточной плотности 1.4–2.2 г/см³ осаждалась на дне центрифужной пробирки. Обработку одной навески раствором поливольфрамата натрия соответствующей плотности (2.2 или 1.4 г/см³) производили несколько раз (не менее трех) до полного разделения фаз. Выделенные фракции многократно промывали дистиллированной водой до достижения промывными водами плотности воды. Отмытые от тяжелой жидкости фракции высушивали при температуре 40°C.

Элементный состав (содержание С, N) ДФ суглинка определяли на CHNS-анализаторе Vario EL III (Elementar, Германия). Анализ супернатанта не проводили вследствие мешающего влияния поливольфрамата натрия. Структурный состав ОВ фракций исследовали методом твердофазной ¹³C ЯМР-спектроскопии на спектрометре Avance-III NMR 400 (Bruker, Германия) на химическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Расшифровку ЯМР-спектров проводили согласно работам [7, 16, 17, 20, 21, 24, 39]. Минералогический состав определяли методом рентгеновской дифрактометрии на установке ДРОН-3 (Си-излучение, Ni-фильтр) с последующей диагностикой минералов по полученным рентгенограммам [15]. Морфологические особенности образцов исследовали с помощью сканирующего электронного микроскопа Vega III LSU (Tescan, Чехия) в ЦКП “Физи-

ко-химические методы исследования почв и экосистем” ИФХиБПП РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание, морфологические особенности и минералогический состав денсиметрических фракций. В процессе трансформации органических остатков происходит формирование органо-минеральных частиц и агрегатов, обладающих отличной от исходных минералов и растительного материала плотностью и различной прочностью. В результате фракционирования выделено три фракции: легкая с плотностью <1.4 г/см³ (ЛФ-1), легкая с плотностью 1.4–2.2 г/см³ (ЛФ-2) и тяжелая с плотностью более 2.2 г/см³ (ТФ).

Выделенные фракции четко различаются по морфологическим признакам (рис. 2). Видно, что фракция ЛФ-1 состоит из хорошо различимых визуально остатков не полностью разложившегося растительного материала. В естественных условиях легкая фракция (свободное и окклюдированное ОВ) почв содержит, в основном, растительный опад (листья, ветви и корни), а также остатки почвенных животных, древесный уголь, семена, пыльцу и микроорганизмы, колонизирующие органические остатки [29, 57]. Фракция ЛФ-2 представляет собой рыхлую тонкодисперсную, темноокрашенную массу, в отличие от более светлой, рассыпчатой тяжелой фракции. Считается, что легкие органо-минеральные фракции плотностью <2.0–2.4 г/см³ состоят из агрегатов с преобладанием в минералогическом составе глинистых минералов, а тяжелые фракции >2.2–2.6 г/см³ включают отдельные минеральные зерна первичных минералов (кварц, полевые шпаты), а также оксиды железа, с небольшим количеством ОВ [33, 35, 45, 59].

Методом рентгеновской дифрактометрии выявлены особенности минералогического состава органо-минеральных ДФ (рис. 3). В составе выделенных фракций диагностируются следующие минералы: кварц, полевые шпаты, каолинит, гидрослюда (иллит), смектит. В соответствии с представленными дифрактограммами в минералогическом составе ТФ доминируют кварц и полевые шпаты, а в ЛФ-2 – преобладают глинистые минералы.

После 6 мес. инкубации было извлечено (% от массы органо-минерального субстрата) в варианте с РО кукурузы: ТФ (91.4%) ≫ ЛФ-2 (3.2%) ≥ ЛФ-1 (3.0%); в эксперименте с остатками клевера: ТФ (80.0%) ≫ ЛФ-2 (10.2%) ≫ ЛФ-1 (0.3%). Суммарное извлечение фракций из образца с кукурузой составило ~98%, а с клевером ~91%. Дисбаланс массового выхода фракций в пределах 10–15% является характерным для денсиметрического анализа почв и не ставит под угрозу достовер-

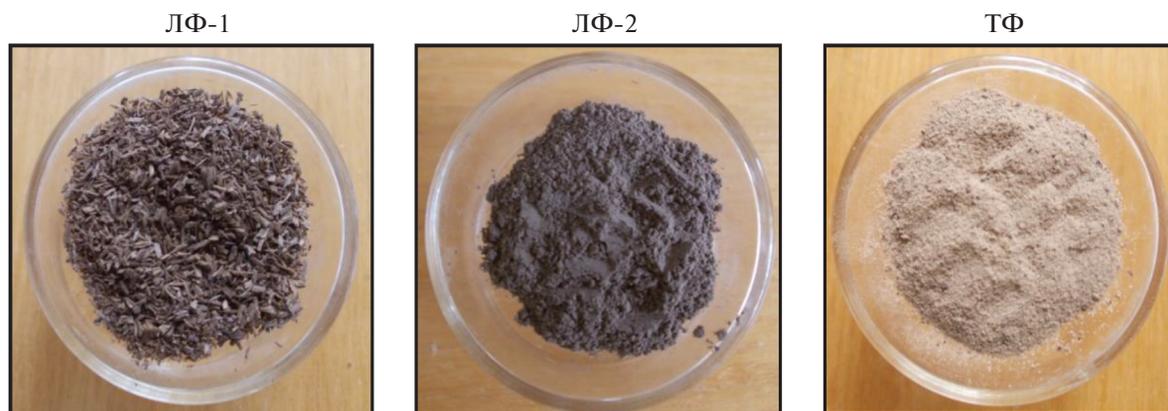


Рис. 2. Морфологические особенности денситрических фракций органо-минерального субстрата.

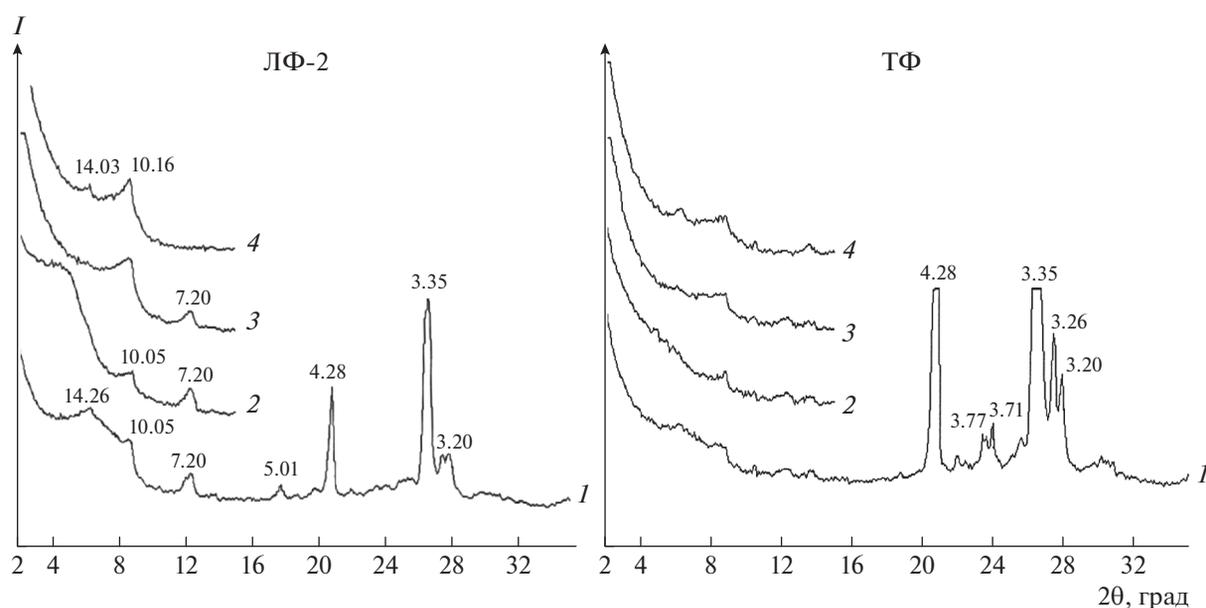


Рис. 3. Рентгendifрактограммы денситрических фракций. Условные обозначения: 1 – исходный образец, 2 – насыщение этиленгликолем, 3 – прокаливание образца при 350°C, 4 – прокаливание образца при 550°C. Числа у пиков – величины отражений в ангстремах.

ность фракционирования [54]. Балансовый расчет содержания органического углерода в ходе фракционирования показал, что потери $C_{\text{орг}}$ составили 16 и 26% в вариантах с РО кукурузы и клевера соответственно. Следует отметить, что потери растворенного и коллоидного ОВ вследствие его солюбилизации раствором поливольфрамата натрия, а также при промывке выделенных фракции водой являются неизбежной особенностью метода [54].

Общее содержание легких фракций в исследуемых образцах составило 6–10%. Наименьшее количество фракции ЛФ-1, после 6 мес. инкубации, характерно для варианта с биомассой клевера и со-

ставляет $0.30 \pm 0.02\%$. В опытах с кукурузой содержание ЛФ-1 составляет $3.0 \pm 0.2\%$. Это свидетельствует о более быстрой и глубокой трансформации РО клевера по сравнению с РО кукурузы. Наоборот, выход фракции ЛФ-2 в ходе инкубации РО клевера существенно выше – $10.2 \pm 0.4\%$, чем в варианте с кукурузой – $3.2 \pm 0.3\%$. В процессе формирования ОВ из остатков клевера происходит физический перенос частиц из фракций высокой плотности во фракции более низкой плотности. По-видимому, процессы стабилизации новообразованных продуктов трансформации РО клевера за счет взаимодействия с минеральными компонентами суглинка происходят значительно интенсивней, чем в варианте с кукурузой.

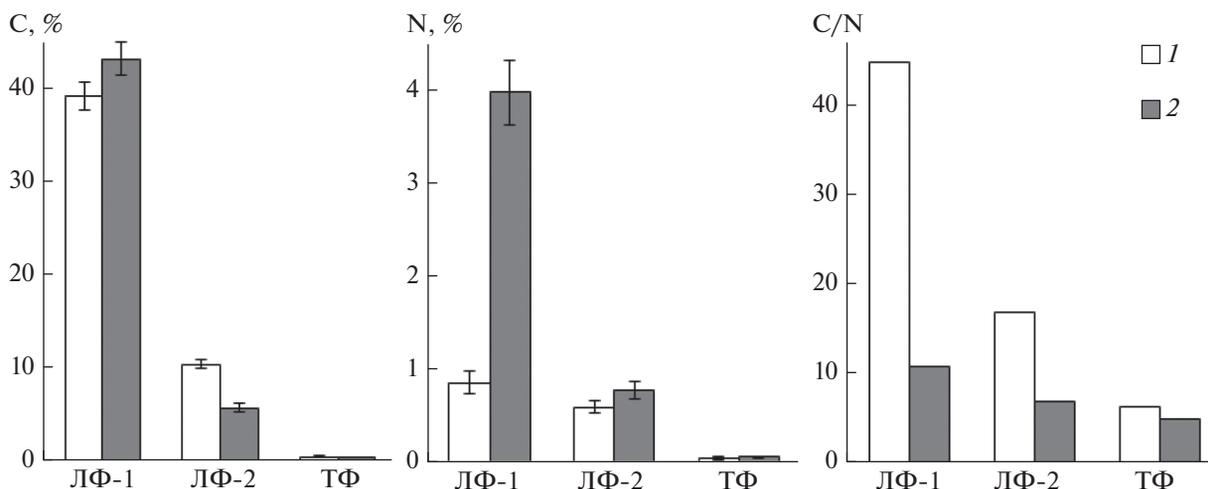


Рис. 4. Элементный состав, показатель C/N денсиметрических фракций в вариантах с РО кукурузы (1) и клевера (2). Показаны средние значения из трех измерений \pm стандартное отклонение при $P = 0.95$.

Элементный и структурный состав ОВ денсиметрических фракций. Анализ элементного состава выделенных ДФ показал, что максимальное содержание С и N характерно для ЛФ-1 (рис. 4). В обоих вариантах в составе ОВ этой фракции содержится около 40% углерода. Фракции ЛФ-1 и ЛФ-2 в вариантах с клевером содержат больше азота, чем легкие фракции, выделенные из субстрата с биомассой кукурузы. Особенно это характерно для фракций ЛФ-1, что соответствует биохимическому составу исходных РО. После инкубации суглинка с РО кукурузы во фракции ЛФ-2 концентрация углерода почти в 2 раза больше, чем во фракции с РО клевера. Минимальное содержание углерода (в среднем 0.4%) и азота (0.06–0.07%) обнаружено в ТФ независимо от состава разлагающегося материала. Аналогичный результат получен ранее в ходе десятилетнего полевого эксперимента, в котором показано, что вид растительного материала (хвоя и корни) не повлиял на количество углерода и азота в тяжелых фракциях [34].

Отношение C/N в ОВ почв может служить показателем степени его биохимической трансформации. Уменьшение C/N является признаком возрастающего микробного характера ОВ [33]. Установлено, что во всех денсиметрических фракциях отношение C/N в варианте с клевером меньше, чем в варианте с кукурузой, что связано, прежде всего, с исходным биохимическим составом растений (табл. 1). Распределение органического углерода и азота между денсиметрическими фракциями и отношение C/N в них обусловлено тремя основными факторами: исходным биохимическим составом РО, присутствием в системе ОВ микробного происхождения обогащенного азотом и особенностями взаимодействия новообразованных ОВ с минеральными компонентами почв. Последний

фактор играет определяющую роль в стабилизации ОВ в минеральных субстратах и перераспределении содержащих и не содержащих азот ОВ между минеральными матрицами денсиметрических фракций.

Во всех вариантах показатель C/N уменьшался в ряду: ЛФ-1 > ЛФ-2 > ТФ. Причем во фракциях, выделенных из субстрата с кукурузой, скорость и величина уменьшения данного показателя значительно больше, чем во фракциях, выделенных из субстрата с клевером (рис. 4). Следовательно, на фоне более быстрой деградации РО клевера стабилизация новообразованных азотсодержащих соединений происходила в форме более прочных органо-минеральных соединений по сравнению с соединениями, не содержащими азот. Наибольшие значения C/N характерны для ЛФ-1 (C/N 45 в варианте с РО кукурузы, C/N 11 – с РО клевера). Показатель C/N органического вещества в составе ЛФ-2 характеризуется величинами 17 и 7 для РО кукурузы и клевера соответственно. Минимальное значение показателя C/N 5–6 характерно для тяжелых фракций, выделенных при разложении РО обоих видов. Закономерное уменьшение отношения C/N с увеличением плотности фракций наблюдалось и ранее при последовательном денсиметрическом фракционировании [4, 19, 51, 52, 56, 59].

Кварц и полевые шпаты, составляющие основную часть минеральной массы ТФ, являются носителями кислотных центров (по Бренстеду) и, следовательно, в основном отрицательно заряженной поверхности. Их доля в этой фракции больше, чем в легких фракциях. В то же время азотсодержащие органические соединения относятся к категории оснований и в области слабощелочных-щелочных рН являются носителями поло-

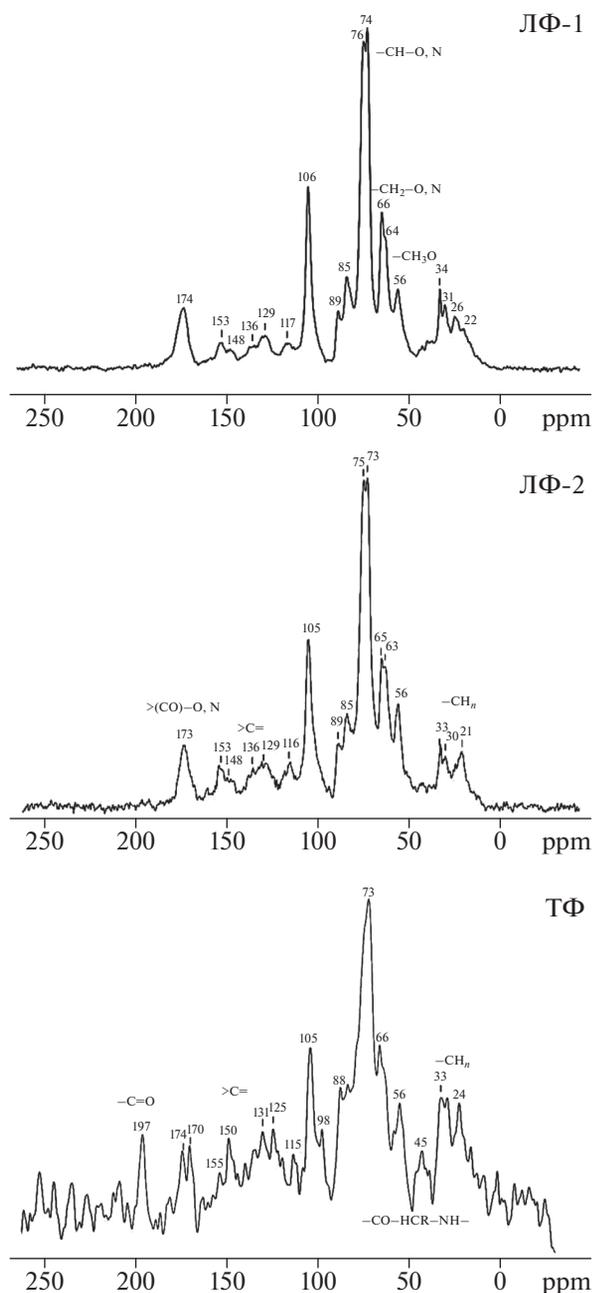


Рис. 5. ^{13}C ЯМР-спектры денсиметрических фракций суглинка в процессе трансформации РО кукурузы.

жительного заряда. Это обуславливает энергичное взаимодействие азотсодержащих соединений с компонентами ТФ, концентрирование азота в тяжелой фракции и более низкое отношение С/Н на фоне общего незначительного содержания ОВ в этой фракции. Фракция ЛФ-2 занимает промежуточное положение, а ЛФ-1 в наибольшей степени сохраняет черты исходного органического материала.

Плотность органо-минеральных частиц определяется количественным соотношением мине-

ральных и органических соединений и их упаковкой в агрегатах, а также плотностью минеральных компонентов. Поэтому в процессе взаимодействия продуктов разложения РО и новообразованных ОВ с компонентами минерального субстрата происходит перераспределение минерало-органических частиц между ДФ. В варианте с клевером масса фракции ЛФ-2 в 3 раза больше, чем в варианте с кукурузой, в то время как концентрация углерода в ней меньше примерно в 2 раза. Таким образом, фракция ЛФ-2, образующаяся при биодegradации клевера, содержит больше азотсодержащих соединений и связанных с ними тяжелых минеральных частиц. Более высокая концентрация углерода в ЛФ-2 в случае с остатками кукурузы может быть связана с сохранением неглубоко трансформированных мелких фрагментов растительных тканей и структурных компонентов внутри агрегатов, по сравнению с изначально легко разлагаемой биомассой клевера.

Для характеристики органических компонентов, содержащихся в выделенных фракциях, использована твердофазная ^{13}C ЯМР-спектроскопия. ЯМР-спектры ДФ характеризуются близким набором структурных фрагментов: содержатся ароматические, замещенные и незамещенные алкильные фрагменты, карбоксильные, карбонильные, метоксильные, амидные и другие функциональные группы (рис. 5). Анализ интегральных интенсивностей диапазонов характеристических сигналов выявил отличия фрагментарного состава ОВ фракций в зависимости от их плотности (табл. 2).

Сигналы в интервале 0–45 ppm связаны с незамещенными алкильными фрагментами C_{Alk} , которые могут принадлежать липидам, воскам, белкам, аминокислотам и др. Интенсивность сигналов C_{Alk} в ТФ выше по сравнению с легкими фракциями. Спектр ТФ характеризуется появлением пика в области 40–50 ppm, который отсутствует в ЛФ-1 и ЛФ-2. Данный сигнал может принадлежать ядрам атомов азотсодержащего алкильного углерода, входящего в состав аминокислот, аминокислот и аминокислот [21]. В составе ОВ денсиметрических фракций преобладают фрагменты, обусловленные углеродом, связанным простой связью с гетероатомами ($\text{C}_{\text{Alk-O}}$). Сигналы в области 45–110 ppm указывают на присутствие полисахаридов. Отчетливые пики в спектрах РО при 65, 72, 85, 89 ppm обусловлены резонансными колебаниями атомов углерода целлюлозы и гемицеллюлозы. ДФ характеризуются более низким содержанием доли $\text{C}_{\text{Alk-O}}$. Сигнал при 63–65 ppm, соответствующий ядрам первичных атомов углерода ($\text{CH}_2\text{-O}$, $\text{CH}_2\text{-N}$), интенсивнее проявился в спектрах легких фракций. В данной области (45–100 ppm) во всех спектрах наблюдается сигнал при 56 ppm, связанный либо с колебаниями метоксильного углерода лигниновых фрагментов R-O-CH_3 , либо с угле-

Таблица 2. Структурный состав органических компонентов денсиметрических фракций по данным твердофазной ^{13}C ЯМР-спектроскопии

Фракция	Химический сдвиг, ppm				
	0–45	45–110	110–160	160–190	190–210
	C_{Alk}	$C_{\text{Alk-O}}$	C_{Ar}	$C_{\text{COOH}}, C_{\text{COOR}}$	$C_{\text{C=O}}$
Кукуруза					
ЛФ-1	14.8	67.0	11.5	7.2	0.6
ЛФ-2	11.9	65.5	15.6	6.3	0.7
ТФ	20.0	56.4	17.6	3.5	2.5
Клевер					
ЛФ-1	25.7	52.9	11.3	9.5	0.7
ЛФ-2	24.4	51.5	13.6	9.5	1.1
ТФ	35.9	37.8	16.8	6.4	3.1

Таблица 3. Вклад фракций в общий углеродный пул суглинистого субстрата после инкубации РО кукурузы или клевера (% от $C_{\text{общ}}$ в субстрате)*

Остатки	Фракция		
	ЛФ-1	ЛФ-2	ТФ
Кукуруза	51.8 ± 2.5	15.2 ± 1.4	17.0 ± 0.7
Клевер	9.8 ± 0.3	42.8 ± 3.3	21.4 ± 1.0

*Среднее значение \pm стандартное отклонение, $P = 0.95$.

родом, связанным с азотом $-\text{CO}-\text{NCR}-\text{NH}-$ в составе белковых соединений [39]. В ТФ данный пик более отчетливо выражен и немного уширен, что может указывать на присутствие замещенных алифатических аминов [21]. Содержание ароматических компонентов в составе органо-минеральных фракций больше (15–17%), чем в ЛФ-1 (12%), возможно, за счет синтеза новых ОВ, содержащих ароматические кольца.

В составе ароматических фрагментов преобладает замещенный $C_{\text{Ar-O}}$, вероятно обусловленный преимущественно фенольными соединениями. Фракции ЛФ-2 отличаются существенно большим по интенсивности сигналом около 170 ppm, принадлежащим в основном карбоксильным и эфирным группам, по сравнению с ТФ, что свидетельствует о слабом взаимодействии этих групп с минеральными компонентами ТФ. Сигнал, обусловленный карбонильными группами при 197 ppm, слабо выражен в легких фракциях, в то время как в ТФ имеет значительную интенсивность. По мнению некоторых авторов, этот сигнал (190–220 ppm) обусловлен, главным образом, $\text{C}=\text{O}$ -группами амидов, полипептидов [38]. Таким образом, отчетливо выраженные сигналы при 45, 56 и 197 ppm ЯМР-спектров тяжелой фракции ука-

зывают на более высокое содержание в ее составе азотсодержащих компонентов белковой природы.

Основным отличием структурного состава органических компонентов легких и тяжелых фракций является разное соотношение алкильных групп. В спектрах обеих фракций высокое содержание замещенных алкильных структур. Однако $C_{\text{Alk-O}}$ может иметь различное происхождение. Спектр ЛФ-2 характеризуется более широким набором четких сигналов в диапазоне 50–110 ppm, что может указывать на растительное происхождение замещенного алкильного углерода в составе ОВ. По мере разложения растительных полисахаридов полное исчезновение $C_{\text{Alk-O}}$ компонентов маловероятно, поскольку в процессе ассимиляции $C_{\text{орг}}$ бактериями и грибами формируются фрагменты $C_{\text{Alk-O}}$ уже микробного происхождения [20]. Наличие дополнительных сигналов в ТФ, отвечающих азотсодержащим фрагментам, позволяет предположить, что в составе ТФ преобладает ОВ микробного происхождения, что согласуется со значениями показателя C/N . Таким образом, изменения в составе ОВ фракций с увеличением их плотности сопровождается уменьшением относительной доли кислородсодержащих фрагментов и групп принадлежащих полисахаридам растительного происхождения, производным лигнина и увеличением относительной доли алкильных и азотсодержащих компонентов преимущественно микробной природы.

Оценка вклада денсиметрических фракций в общий углеродный пул. Данные по кинетике трансформации РО в минеральных субстратах разного состава показывают, что деструкция РО клевера идет быстрее и глубже, чем кукурузы [11]. Однако в контроле динамики $C_{\text{орг}}$ более важным является не общее содержание ОВ, а установление пулов, в которых концентрируется стабилизированное ОВ.

Долевое участие фракций в распределении общего углерода суглинистого субстрата рассчитывали по формуле:

$$P_{\text{фр}} = m_{\text{фр}} C_{\text{фр}} / C_{\text{общ}}, \quad (1)$$

где $P_{\text{фр}}$ – долевое участие фракции в распределении ($C_{\text{орг}}$, % от $C_{\text{общ}}$); $m_{\text{фр}}$ – масса фракции (% от массы суглинистого субстрата); $C_{\text{фр}}$ – концентрация углерода во фракции (%); $C_{\text{общ}}$ – общее количество углерода, оставшегося в субстрате через 6 мес. инкубации (%). Полученные данные представлены в табл. 3.

К концу эксперимента долевое участие ТФ в общем пуле углерода суглинистого субстрата для РО кукурузы и клевера составило 17 и 21% соответственно. Существенная разница между вариантами проявляется в распределении углерода между легкими фракциями суглинки. В эксперименте с кукурузой в составе ЛФ-1 остается 52% общего углерода, а в ЛФ-2 – 15%. В то же время

при трансформации РО клевера 10% от $C_{\text{общ}}$ содержится в ЛФ-1, а 43% в ЛФ-2. Таким образом, минералогический состав ДФ, так же как биохимический состав РО оказывает большое влияние на вклад каждой фракции в общий углеродный пул. Причем сохранность продуктов разложения РО кукурузы обусловлена в значительной степени собственной биохимической устойчивостью тканей растения к разложению, а в случае с клевером — стабилизацией продуктов разложения в ЛФ-2.

Механизмы формирования денсиметрических фракций почв. Стабилизация продуктов разложения РО в минеральной среде сопровождается формированием различных видов органо-минеральных частиц [51]. Однако наиболее универсальным механизмом стабилизации новообразованных ОВ, очевидно, является специфическая селективная адсорбция органических веществ минеральными матрицами почв из водных растворов [11, 37, 49].

Жидкая фаза почв (почвенный раствор) является необходимым компонентом процесса разложения РО микроорганизмами-деструкторами и физико-химической стабилизации продуктов разложения. Она не только способствует переходу растворимых органических соединений, ферментов и метаболитов микроорганизмов в подвижное состояние, но и обеспечивает биогеохимическую взаимосвязь всех компонентов почвы, в том числе стабилизацию ОВ минеральными компонентами почв [10, 37]. В работах [25, 43] отмечается важная роль растворимого ОВ в обеспечении быстрого и долгосрочного сохранения С и N в почвах. Присутствие ОВ, стабилизированного в форме органо-минеральных соединений при разложении высококачественных остатков травянистой растительности в течение 95 дней инкубации, в работе [43] связывают с переходом лабильных компонентов из растений в раствор. Растворимое ОВ адсорбируется непосредственно на поверхности минеральных частиц, либо используется с высокой эффективностью почвенными микроорганизмами, обеспечивая поступление биохимически преобразованных растительных продуктов в почву, где они связываются с минералами [37, 43]. Растворимые продукты разложения ЛФ-1 являются источником ОВ более тяжелых фракций [49, 57].

Специфическая адсорбция вещества осуществляется за счет короткодействующих связей донорно-акцепторного или координационного типа в плотной части двойного электрического слоя с образованием прочных поверхностных внутрисферных комплексов [10, 13]. Избирательность адсорбции обеспечивается, прежде всего, величиной, знаком заряда и конфигурацией поверхностных функциональных групп минеральных матриц, а также характером поверхности и конфигурацией органических молекул.

Следует учесть, что точки нулевого заряда глинистых минералов и соединений Al и Fe, слагающих минералогическую основу ЛФ-2, лежат в области рН 4.7–9.2, а соединений кремния, составляющих минералогическую основу ТФ — в области рН 1–3.5 [10, 13]. Это обстоятельство имеет очень важное значение для стабилизации ОВ. Оно означает, что при близких к нейтральным значениях рН более 50% поверхности минеральных частиц в ЛФ-2 заряжено положительно за счет протонирования и они являются анионитами. В то же время более 50% минеральной поверхности ТФ в этих условиях заряжено отрицательно и минералы являются катионитами. Таким образом, почву, как и исследуемый суглинок, можно рассматривать как адсорбент смешанного типа. В этом случае в ЛФ-2 будут аккумулироваться преимущественно ОВ с отрицательно заряженными функциональными группами: липиды, карбоновые кислоты, фенолы, углеводы. Напротив, ТФ будет в большей степени аккумулировать ОВ с положительно заряженными функциональными группами: белки, аминокислоты, амиды и другие содержащие аммонийный азот соединения. При этом в системе одновременно осуществляется два противоположно направленных процесса: 1) минерализация свободных или слабосвязанных ОВ до элементарных продуктов разложения, которые затем уходят за пределы системы и 2) стабилизация растворенных ОВ на поверхности минеральных частиц (минеральных матриц). На рис. 6 представлена концептуальная схема перераспределения продуктов трансформации растительных остатков между денсиметрическими фракциями суглинка.

Стабилизация ОВ с участием минеральной фазы обусловлена образованием прочных органо-минеральных соединений сорбционного типа и/или пространственной недоступностью микроорганизмам вследствие окклюзии ОВ внутри агрегатов, формирующихся в результате органо-минеральных взаимодействий. При этом происходит сепарация новообразованных ОВ, с преимущественной аккумуляцией азота в более тяжелых ДФ. Единственным защитным механизмом свободного ОВ (фракция ЛФ-1) является его собственная биохимическая устойчивость к разложению [28].

Физическая защита ОВ, обуславливающая пространственную недоступность ОВ микроорганизмам, является одним из важных механизмов стабилизации $C_{\text{орг}}$ [12, 37]. На электронной микрофотографии фракции ЛФ-2 суглинистого субстрата после инкубации с РО видно, что частицы агрегированы в беспорядочно ориентированную неоднородную по размерам частиц массу (рис. 7, А). В то же время на микрофотографии ТФ (рис. 7, Б) видно, что распределение адсорбированного на поверхности минеральных частиц ОВ носит ло-



Рис. 6. Концептуальная схема перераспределения продуктов трансформации растительных остатков между денсиметрическими фракциями суглинки (выделены доминирующие компоненты).

кальный “островной” характер и приурочено к ребрам, вершинам и другим дислокациям на поверхности минеральных зерен.

На основе микроскопических исследований в работе [33] сделан вывод о том, что фракции плотностью 1.6–2.4 г/см³ состоят в основном из ОБ, адсорбированного на поверхности минералов или захваченного внутрь микроагрегатов. Эти фракции содержат агрегаты, в которых доля неагрегированных минеральных частиц увеличивается от 10 до 60% по мере увеличения их плотности [44]. В процессе стабилизации продуктов разложения РО, новообразованного ОБ и мортмассы микроорганизмов на минеральных матрицах суглинки происходит агрегация вновь образованных органо-минеральных частиц и изменяется их плотность. Таким образом, процессы агрегатообразования во фракции ЛФ-2 обеспечивают не только физическую защиту слаботрансформированного ОБ и сохранение ОБ, связанного с минеральной поверхностью физико-химическими взаимодействиями [45], но и обуславливают перераспределение вновь обра-

зованных органо-минеральных соединений по плотности и размерам между ДФ.

Существенную роль в формировании состава новообразованного ОБ почв играют микроорганизмы-деструкторы. Продукты их метаболизма и микробная некрома являются составной частью органического вещества с высоким содержанием азота. Среднее отношение C/N в органическом веществе микробного происхождения составляет ~3–10 [53]. Анализ состава ОБ денсиметрических фракций, выполненный разными авторами, показал, что относительный вклад ОБ микробного происхождения возрастает с увеличением плотности фракций [32, 40, 47, 51]. Наши данные ¹³C ЯМР-спектроскопии и показатель C/N 5–6 также указывают на преимущественно микробиологическую природу ОБ тяжелой фракции. Возможно, именно поэтому элементный состав ОБ тяжелых фракций практически не зависит от природы разлагаемого растительного материала. Полученные нами результаты свидетельствуют о том, что содержание тяжелой фракции и количество углеро-

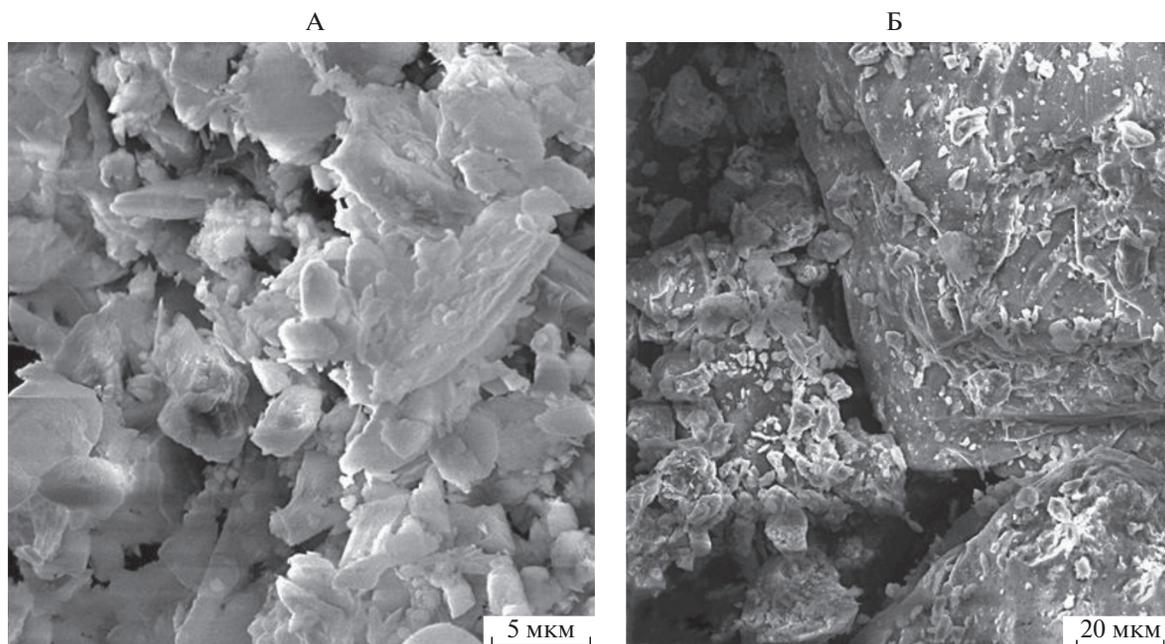


Рис. 7. Растровые электронные микрофотографии денсиметрических фракций ЛФ-2 (А) и ТФ (Б) суглинка на примере РО кукурузы.

да и азота, включенного в ее состав, в большей степени определяются процессами избирательной адсорбции на поверхности минеральных частиц, а места стабилизации приурочены к краям и дефектам поверхности, что соответствует данным работы [36].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом денсиметрического фракционирования органо-минерального субстрата, полученного в ходе инкубации покровного суглинка с надземной биомассой кукурузы или клевера в течение 6 месяцев при контролируемых температуре и влажности, выделены тяжелая фракция (ТФ) плотностью >2.2 г/см³ и две легких фракции с плотностями: <1.4 г/см³ (ЛФ-1) и $1.4-2.2$ г/см³ (ЛФ-2). Показано, что в состав ЛФ-1 входят, в основном, остатки не полностью разложившегося растительного материала, а также окклюдированное ОВ. Фракции ЛФ-2 и ТФ представляют собой органо-минеральные соединения, отделенные от свободного ОВ.

Рентгеноструктурный анализ и электронно-микроскопические исследования ДФ показали, что ЛФ-2 состоит, в основном, из гетерогенных агрегатов органо-минеральных соединений, минералогическую основу которых составляют высокодисперсные глинистые минералы. Тяжелая фракция включает ОВ, дискретно сорбированное на поверхности крупных зерен кварца и полевых

шпатов в виде пленок, приуроченных к различным родам дислокациям.

Установлено, что содержание денсиметрических фракций, элементный и структурный состав их органических компонентов зависят как от происхождения РО, так и от минералогического состава субстрата. С увеличением плотности выход ДФ (по массе) увеличивается, а содержание С, N и отношение С/N уменьшаются. Отношение С/N уменьшается в ряду: ЛФ-1 $>$ ЛФ-2 $>$ ТФ в результате увеличения доли ОВ микробного происхождения с более высоким содержанием азота в составе ДФ.

Увеличение содержания ароматических компонентов в составе органо-минеральных фракций до 15–17% по сравнению с ЛФ-1 (12%) свидетельствует о возможном синтезе новых ОВ. В составе органических компонентов ЛФ-2 доминируют кислородсодержащие фрагменты ОВ.

Определены размеры пулов ОВ свободного и связанного с минеральными матрицами суглинка. Установлена взаимосвязь механизмов аккумуляции продуктов разложения РО различного биохимического качества с минералогическим составом ДФ. В эксперименте с кукурузой после 6 мес инкубации в состав ЛФ-1 входит 52% общего углерода суглинистого субстрата, а в ЛФ-2 – 15%. При трансформации РО клевера в состав ЛФ-1 входит всего 10%, а во фракцию ЛФ-2 – 43% общего углерода. Долевое участие тяжелой фракции в распределении органического углерода субстратов

составило для РО кукурузы и клевера 17 и 21% соответственно.

Разработана концептуальная схема, описывающая механизмы перераспределения новообразованного ОВ между денсиметрическими фракциями органо-минерального субстрата. В основе схемы лежит учет состава и свойств органических и минеральных компонентов органо-минерального субстрата. Рассматриваются два противоположно направленных процесса: минерализация и стабилизация ОВ. Физико-химическая стабилизация ОВ в денсиметрических фракциях различного минералогического состава осуществляется путем специфической селективной адсорбции. В процессе стабилизации происходит сепарация новообразованных органических соединений по ДФ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания № АААА-А18-118013190180-9 при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-29-05265).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александрова Л.Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980. 288 с.
2. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М: ГЕОС, 2010. 240 с.
3. *Артемьева З.С., Кириллова Н.П.* Роль продуктов органо-минерального взаимодействия в структурообразовании и гумусообразовании основных типов почв центра Русской равнины // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 90. С. 73–95. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-90-73-95>
4. *Дымов А.А., Милановский Е.Ю., Холодов В.А.* Состав и гидрофобные свойства органического вещества денсиметрических фракций почв Приполярного Урала // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1335–1345. <https://doi.org/10.1134/S1064229315110058>
5. *Дымов А.А., Михайлова Е.Н.* Свойства лесных и постагрогенных почв, развивающихся на песчаных и суглинистых отложениях Республики Коми // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2017. № 3(31). С. 24–33.
6. *Ларионова А.А., Золотарева Б.Н., Квиткина А.К., Евдокимов И.В., Быховец С.С., Стулин А.Ф., Кузиков Я.В., Кудеяров В.Н.* Оценка устойчивости почвенного органического вещества на основе различных видов фракционирования и изотопных методов ^{13}C // Почвоведение. 2015. № 2. С. 175–187. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15020070>
7. *Лодыгин Е.Д., Безносиков В.А., Чуков С.Н.* Структурно-функциональные параметры гумусовых веществ подзолистых и болотно-подзолистых почв. СПб.: Наука, 2007. 145 с.
8. *Моргунов Е.Г., Макаров М.И.* Использование поливольфрамата натрия при грануло-денсиметрическом фракционировании почвенного материала // Почвоведение. 2011. № 4. С. 433–438. <https://doi.org/10.1134/S1064229311040077>
9. *Орлов Д.С.* Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 400 с.
10. *Пинский Д.Л.* Ионообменные процессы в почвах. Пушкино, 1997. 166 с.
11. *Пинский Д.Л., Мальцева А.Н., Золотарева Б.Н., Дмитриева Е.Д.* Кинетика трансформации растительных остатков кукурузы и клевера в минеральных субстратах различного состава // Почвоведение. 2017. № 6. С. 690–697. <https://doi.org/10.1134/S1064229317060096>
12. *Семенов В.М., Козут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
13. *Соколова Т.А., Трофимов С.Я.* Сорбционные свойства почв. Адсорбция. Катионный обмен. Тула: Гриф и К, 2009. 172 с.
14. *Травникова Л.С.* Органоминеральные взаимодействия: роль в процессах формирования почв, их плодородия и устойчивости к деградации. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2012. 296 с.
15. *Трофимов С.Я., Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпецкая И.И.* Минеральные компоненты почв. Тула: Гриф и К, 2007. 104 с.
16. *Чуков С.Н.* Структурно-функциональные параметры органического вещества почв СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. 216 с.
17. *Чуков С.Н., Лодыгин Е.Д., Абакумов Е.В.* Использование ^{13}C ЯМР-спектроскопии в исследовании органического вещества почв (обзор) // Почвоведение. 2018. № 8. С. 952–964. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18080026>
18. *Шаймухаметов М.Ш., Титова Н.А., Травникова Л.С., Лабенец Е.М.* Применение физических методов фракционирования для характеристики органического вещества почв // Почвоведение. 1984. № 8. С. 131–141.
19. *Baisden W.T., Amundson R., Cook A.C., Brenner D.L.* Turnover and storage of C and N in five density fractions from California annual grassland surface soils // Global Biogeochem. Cycles. 2002. V. 16. № 4. P. 64–1–64–16. <https://doi.org/10.1029/2001gb001822>
20. *Baldock J.A., Skjemstad J.O.* Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack // Org. Geochem. 2000. V. 31. P. 697–710. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00049-8)
21. *Baldock J.A., Oades J.M., Nelson P.N., Skene T.M., Golchin A., Clarke P.* Assessing the extent of decomposition of natural organic materials using solid-state ^{13}C NMR spectroscopy // Aust. J. Soil Res. 1997. V. 35. P. 1061–1083. <https://doi.org/10.1071/S97004>
22. *Cerli C., Celi L., Kalbitz K., Guggenberger G., Kaiser K.* Separation of light and heavy organic matter fractions in soil – Testing for proper density cut-off and dispersion level // Geoderma. 2012. V. 170. P. 403–416. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.10.009>

23. *Christensen B.T.* Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. // *Advances in Soil Science*. V. 20. Ed. B.A. Stewart. New York, Springer-Verlag, 1992. P. 1–90. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-2930-8_1
24. *Conte P., De Pasquale C., Novotny E.H., Caponetto G., Laudicina V.A., Ciofalo M., Panno M., Palazzolo E., Badalucco L., Alonzo G.* CPMAS ¹³C NMR Characterization of Leaves and Litters from the Reafforested Area of Mustigarufi in Sicily (Italy) // *The Open Magnetic Resonance J.* 2010. V. 3. P. 89–95. <https://doi.org/10.2174/1874769801003010089>
25. *Cotrufo M.F., Soong J.L., Horton A.J., Campbell E.E., Haddix M.L., Wall D. H., Parton W.J.* Formation of soil organic matter via biochemical and physical pathways of litter mass loss // *Nature Geoscience*. 2015. V. 8. P. 776–779. <https://doi.org/10.1038/ngeo2520>
26. *Crow S.E., Swanston C.W., Lajtha K., Brooks J.R., Keirstead H.* Density fractionation of forest soils: methodological questions and interpretation of incubation results and turnover time in an ecosystem context // *Biogeochemistry*. 2007. V. 85. № 1. P. 69–90. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9100-8>
27. *Diochon A., Gillespie A.W., Ellert B.H., Janzen H.H., Gregorich E.G.* Recovery and dynamics of decomposing plant residue in soil: an evaluation of three fractionation methods // *Eur. J. Soil Sci.* 2016. V. 67. № 2. P. 196–205. <https://doi.org/10.1111/ejss.12316>
28. *Golchin A., Baldock J.A., Oades J.M.* A model linking organic matter decomposition, chemistry, and aggregate dynamics // *Soil Processes and The Carbon Cycle* / Eds R. Lal et al. CRC Press, 1998. P. 245–266. <https://doi.org/10.1201/9780203739273>
29. *Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P.* Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid-state ¹³C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy // *Aust. J. Soil Res.* 1994. V. 32. № 2. P. 285–309. <https://doi.org/10.1071/SR9940285>
30. *Griepentrog M., Schmidt M.W.* Discrepancies in utilization of density fractionation along with ultrasonic dispersion to obtain distinct pools of soil organic matter // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2013. V. 176. № 4. P. 500–504. <https://doi.org/10.1002/jpln.201200469>
31. *Grüneberg E., Schöning I., Hessenmöller D., Schulze E.-D., Weisser W.W.* Organic layer and clay content control soil organic carbon stocks in density fractions of differently managed German beech forests // *Forest Ecology and Management*. 2013. V. 303. P. 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2013.03.014>
32. *Hatton P.-J., Bodé S., Angeli N., Boeckx P., Zeller B., Boiry S., Gelhaye L., Derrien D.* Assimilation and accumulation of C by fungi and bacteria attached to soil density fractions // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 79. P. 132–139. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.09.013>
33. *Hatton P.-J., Kleber M., Zeller B., Moni C., Plante A.F., Townsend K., Gelhaye L., Lajtha K., Derrien D.* Transfer of litter-derived N to soil mineral–organic associations: Evidence from decadal ¹⁵N tracer experiments // *Org. Geochem.* 2012. V. 42. № 12. P. 1489–1501. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.05.002>
34. *Hicks Pries C.E., Bird J.A., Castanha C., Hatton P.-J., Torn M.S.* Long term decomposition: the influence of litter type and soil horizon on retention of plant carbon and nitrogen in soils // *Biogeochemistry*. 2017. V. 134. № 1–2. P. 5–16. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0345-6>
35. *Jones E., Singh B.* Organo-mineral interactions in contrasting soils under natural vegetation // *Frontiers Environ. Sci.* 2014. V. 2. Article 2. P. 1–15. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2014.00002>
36. *Kaiser K., Guggenberger G.* Mineral surfaces and soil organic matter // *Eur. J. Soil Sci.* 2003. V. 54. № 4. P. 219–236. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2003.00544.x>
37. *Kleber M., Eusterhues K., Keilweit M., Mikutta C., Mikutta R., Nico P.S.* Mineral–organic associations: formation, properties, and relevance in soil environments // *Adv. Agron.* 2015. V. 130. P. 1–140. <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2014.10.005>
38. *Knicker H., Lüdemann H.D.* N-15 and C-13 CPMAS and solution studies of N-15 enriched plant material during 600 days of microbial degradation // *Org. Geochem.* 1995. V. 23. P. 329–341. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(95\)00007-2](https://doi.org/10.1016/0146-6380(95)00007-2)
39. *Kögel-Knabner I.* The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter // *Soil Biol. Biochem.* 2002. V. 34. P. 139–162. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00158-4](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00158-4)
40. *Ludwig M., Achtenhagen J., Miltner A., Eckhardt K.-U., Leinweber P., Emmerling C., Thiele-Bruhn S.* Microbial contribution to SOM quantity and quality in density fractions of temperate arable soils // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 81. P. 311–322. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.12.002>
41. *Lukach M., Simmons R., Johnson M., Catricala C., Monte M.* Standard operating procedure for the physical fractionation procedure to determine soil organic matter quality. EPA, 2003. 25 p.
42. *Mayer L.M., Schick L.L., Hardy K.R., Wagai R., McCarthy J.* Organic matter in small mesopores in sediments and soils // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2004. V. 68. № 19. P. 3863–3872. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.03.019>
43. *Mitchell E., Scheer C., Rowlings D., Conant R.T., Cotrufo M.F., Grace P.* Amount and incorporation of plant residue inputs modify residue stabilisation dynamics in soil organic matter fractions // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2018. V. 256. P. 82–91. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2017.12.006>
44. *Moni C., Derrien D., Hatton P.-J., Zeller B., Kleber M.* Density fractions versus size separates: does physical fractionation isolate functional soil compartments? // *Biogeosciences*. 2012. V. 9. № 12. P. 5181–5197. <https://doi.org/10.5194/bg-9-5181-2012>
45. *Plaza C., Courtier-Murias D., Fernández J.M., Polo A., Simpson A.J.* Physical, chemical, and biochemical mechanisms of soil organic matter stabilization under conservation tillage systems: A central role for microbes and microbial by-products in C sequestration // *Soil Biol. Biochem.* 2013. V. 57. P. 124–134. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.07.026>

46. *Poeplau C., Don A., Six J., Kaiser M., et al.* Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison // *Soil Biol. Biochem.* 2018. V. 125. P. 10–26. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.06.025>
47. *Poirier N., Sohi S.P., Gaunt J.L., Mahieu N., Randall E.W., Powlson D.S., Evershed R.P.* The chemical composition of measurable soil organic matter pools // *Org. Geochem.* 2005. V. 36. № 8. P. 1174–1189. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2005.03.005>
48. *Rumpel C., Rodríguez-Rodríguez A., González-Pérez J.A., Arbelo C., Chabbi A., Nunan N., González-Vila F.J.* Contrasting composition of free and mineral-bound organic matter in top- and subsoil horizons of Andosols // *Biol. Fertil. Soils.* 2012. V. 48. № 4. P. 401–411. <https://doi.org/10.1007/s00374-011-0635-4>
49. *Schrumpf M., Kaiser K., Guggenberger G., Persson T., Kögel-Knabner I., Schulze E.D.* Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals // *Biogeochemistry.* 2013. V. 10. P. 1675–1691. <https://doi.org/10.5194/bg-10-1675-2013>
50. *Sollins P., Glassman C.A., Paul E.A., Swanston C., Lajtha K., Heil J.W., Elliott E.T.* Soil carbon and nitrogen: Pools and fractions // *Standard soil methods for long-term ecological research* / Eds. G.P. Robertson et al. N.Y.: Oxford University Press, 1999. P. 89–105.
51. *Sollins P., Kramer M., Swanston C., Lajtha K., Filley T., Aufdenkampe A.K., Wagai R., Bowden R.D.* Sequential density fractionation across soils of contrasting mineralogy: evidence for both microbial- and mineral-controlled soil organic matter stabilization // *Biogeochemistry.* 2009. V. 96. № 1–3. P. 209–231. <https://doi.org/10.1007/s10533-009-9359-z>
52. *Sollins P., Swanston C., Kleber M., Filley T., Kramer M., Crow S., Cadwell B.A., Lajtha K., Bowden R.* Organic C and N stabilization in a forest soil: Evidence from sequential density fractionation // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. № 11. P. 3313–3324. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.014>
53. *Strickland M.S., Rousk J.* Considering fungal: bacterial dominance in soils—Methods, controls, and ecosystem implications // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 42. № 9. P. 1385–1395. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.05.007>
54. *Viret F., Grand S.* Combined size and density fractionation of soils for investigations of organo-mineral interactions // *J. Vis. Exp.* 2019. V. 144. e58927. <https://doi.org/10.3791/58927>
55. *von Lutzow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B.* SOM fractionation methods: relevance to functional pools and to stabilization mechanisms // *Soil Biol. Biochem.* 2007. V. 39. P. 2183–2207. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.007>
56. *Wagai R., Kajiura M., Asano M., Hiradate S.* Nature of soil organo-mineral assemblage examined by sequential density fractionation with and without sonication: Is allophanic soil different? // *Geoderma.* 2015. V. 241–242. P. 295–305. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.11.028>
57. *Wagai R., Mayer L.M., Kitayama K.* Nature of the “occluded” low-density fraction in soil organic matter studies: A critical review // *Soil Sci. Plant Nutrition.* 2009. V. 55. № 1. P. 13–25. <https://doi.org/10.1111/j.1747-0765.2008.00356.x>
58. *Yamashita T., Flessa H., John B., Helfrich M., Ludwig B.* Organic matter in density fractions of water-stable aggregates in silty soils: Effect of land use // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. № 11. P. 3222–3234. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.013>
59. *Yeasmin S., Singh B., Johnston C.T., Sparks D.L.* Organic carbon characteristics in density fractions of soils with contrasting mineralogies // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2017. V. 218. P. 215–236. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.09.007>

Stabilization Mechanisms of Plant Residues Decomposition Products by Densimetric Fractions of Loam

A. N. Maltseva^{1,*} and D. L. Pinsky¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

*e-mail: ansmalc@mail.ru

The distribution of decomposition products of corn and clover residues by density fractions of noncalcareous mantle loam was studied under controlled conditions. Two light (<1.4 g/cm³ (LF-1) and 1.4–2.2 g/cm³ (LF-2)) and heavy (>2.2 g/cm³ (HF)) fractions were isolated using sodium polytungstate. LF-1 mainly consisted of incompletely plant residues; LF-2, of their decomposition products with clay minerals (kaolinite, illite, smectites); and HF, of the organic matter discretely sorbed on the surface of large grains of quartz and feldspars. It was demonstrated that during stabilization of newly formed organic matter (OM) by different density fractions, they are separated as a result of selective specific adsorption. In this case, LF-2 is enriched in compounds that do not contain nitrogen, whereas HF is enriched in nitrogen-containing compounds, including those of microbial nature. As a result, the C/N ratio decreases in the series: LF-1 > LF-2 > HF. The sizes of free and bound to mineral particles organic matter pools were calculated, and a scheme describing the mechanisms of stabilization of decomposition products of plant residues by organo-mineral fractions of different densities was suggested.

Keywords: density fractionation, organic matter, organo-mineral associations

УДК 631.433.3+574.45+551.583

АНАЛИЗ МНОГОЛЕТНЕЙ ДИНАМИКИ ДЫХАНИЯ ПОЧВ В ЛЕСНОМ И ЛУГОВОМ ЦЕНОЗАХ ПРИОКСКО-ТЕРРАСНОГО БИОСФЕРНОГО ЗАПОВЕДНИКА В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ТРЕНДОВ¹

© 2020 г. И. Н. Курганова^а, *, В. О. Лопес де Гереню^а, Д. А. Хорошаев^а,
Т. Н. Мякшина^а, Д. В. Сапронов^а, В. А. Жмури^а, В. Н. Кудеяров^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

*e-mail: ikurg@mail.ru

Поступила в редакцию 25.02.2020 г.

После доработки 16.03.2020 г.

Принята к публикации 27.04.2020 г.

Проведен сопряженный анализ современных климатических трендов и динамики дыхания дерново-слабоподзолистой супесчаной почвы (Retisol Arenic) под лесным и луговым ценозами в Приокско-Террасном биосферном заповеднике (юг Московской области). В период наблюдений (1998–2018 гг.) выявлены отчетливые тенденции роста среднегодовой температуры воздуха (T_{air}), усиления засушливости летнего периода и уменьшения продолжительности устойчивого снежного покрова. На этом фоне обнаружена общая тенденция снижения величин суммарных потоков CO_2 из дерново-слабоподзолистой супесчаной почвы лесного и лугового ценозов во все календарные сезоны и за годовой период в целом. Статистически достоверными ($P < 0.05$) были линейные тренды снижения годовых и осенних потоков CO_2 из почв в обоих ценозах. За весь 21-летний период наблюдений величина среднемесячных потоков CO_2 из почв тесно коррелировала со среднемесячной T_{air} ($r = 0.78–0.84$, $P < 0.001$). В засушливые годы температурная чувствительность почв, выраженная через коэффициент Q_{10} , была на 10–12% ниже, чем в нормальные по увлажненности годы. Средне многолетние величины годового дыхания (AnSR) дерново-слабоподзолистых почв в лесном и луговом ценозах составляли соответственно 581 ± 54 и 727 ± 71 г $C/(m^2 \text{ год})$ при межгодовой вариабельности 20–22%. Наиболее тесная зависимость отмечалась между AnSR и величиной летнего гидротермического коэффициента, объясняющая 51–56% дисперсии годовых потоков CO_2 из почв. Значительный вклад (73–77%) в годовое дыхание почв вносил теплый период года (май–октябрь), совпадающий с периодом активной вегетации растений. Вместе с тем доля холодного периода (ноябрь–апрель) в годовом потоке CO_2 из почв в отдельные годы могла достигать 38–39%. Необходимым условием для получения как более реалистичных оценок самих потоков CO_2 из почв, так и прогнозов отклика экосистем на текущие и будущие изменения климата, является расширение сети стационарных многолетних круглогодичных наблюдений за дыханием почв.

Ключевые слова: поток CO_2 из почв, межгодовая вариабельность, температурный коэффициент Q_{10} , засухи, погодные аномалии, дерново-слабоподзолистая супесчаная почва (Retisol Arenic), южное Подмосковье

DOI: 10.31857/S0032180X20100111

ВВЕДЕНИЕ

Дыхание почв (soil respiration, SR), под которым понимают эмиссию CO_2 из почвы в атмосферу [10, 57, 59] является одним из главных потоков в глобальном цикле углерода [4, 20, 23]. Согласно расчетам, выполненным в разное время, глобальное дыхание почв наземных экосистем варьирует от 50 до 98 Гт $C/\text{год}$ (1 Гт = 10^{15} г) [40, 61, 62]. Современная оценка годового потока CO_2 из почв

планеты, полученная с использованием наиболее полной базы данных экспериментальных измерений годовой величины SR и карты растительности на основе спутниковых данных MODIS, составляет 94.3 ± 17.9 Гт $C/\text{год}$ [66], что на порядок выше, чем эмиссия углекислого газа от сжигания ископаемого топлива, которая в 2009–2018 гг. в среднем равнялась 9.5 ± 0.5 Гт $C/\text{год}$ [28].

Средняя величина (± 1 STD, стандартное отклонение) годового потока SR для почв естественных экосистем в разных природно-климатических зонах составляет (г $C/(m^2 \text{ год})$): 109 ± 109 (арктическая), 383 ± 228 (бореальная), 745 ± 421

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0032180X20100111 для авторизованных пользователей.

(умеренная), 813 ± 436 (средиземноморская), 776 ± 380 (субтропическая) и 1286 ± 633 (тропическая) [23]. Наряду с Австралией, Африкой и юго-восточной Азией, наименее изученными регионами в отношении почвенного дыхания являются Восточная Европа и Северная Азия [66], на территории которых расположена Российская Федерация. Занимая 1/9 часть суши, наземные экосистемы нашей страны играют существенную роль не только в формировании глобальных потоков и пулов углерода (C) [49], но и вносят существенный вклад в формирование неопределенностей оценок основных составляющих глобального баланса углерода в силу отсутствия сети стационарных наблюдений. Поэтому получение экспериментальных данных по определению дыхания почв в различных биоклиматических регионах Российской Федерации является сегодня весьма актуальным и востребованным.

Представляя собой сложную совокупность физико-химических [17] и биологических процессов [3], дыхание почв чутко реагирует на изменение абиотических (погодные условия, рельеф, гидротермический режим почв) и биотических (тип почвы, растительность, система обработки почв и др.) факторов среды. Их влияние проявляется как на локальном (экосистемном) уровне [33, 41, 42], так и на глобальном [21, 24, 57]. И если глобальное распределение величины SR обычно связывают с приуроченностью к той или иной биоклиматической зоне и осредненной температурой воздуха [23, 24, 59], то на уровне экосистем основными предикторами величины SR обычно выступают опосредованные связанные с погодными условиями гидротермические характеристики почв: температура, влажность почвы [7, 52, 55], а в болотных экосистемах, кроме того, уровень грунтовых вод [29, 34].

Учитывая, что эмиссионная составляющая углеродного цикла связана с климатом системой прямых и обратных связей [64], оценка влияния современных климатических трендов и экстремальных погодных явлений на величину SR приобретает сегодня особую актуальность. Так, сопряженный анализ глобальной базы данных SR и климатических данных высокого разрешения позволил заключить, что аномалия температуры воздуха (отклонение от среднего значения в 1961–1990 гг.) значимо и положительно коррелировали с изменениями величины глобального потока SR [24]. Расчеты авторов показали, что величина годового потока CO_2 из почв планеты в среднем увеличивалась на 0.1 Гт С/год между 1989 и 2008 гг., и ее отклик на повышение температуры воздуха (температурный коэффициент, Q_{10}) составил 1.5. Однако увеличение глобального значения SR не обязательно обусловлено положительной обратной связью с изменением температуры воздуха и усилением мобилизации связанного почвенного углерода. Одной из причин этой свя-

зи может быть большее поступление углерода в почву за счет увеличения продуктивности растительности [24]. Кроме того, нужно иметь в виду, что из-за возрастающей нестабильности климата прогнозирование отклика дыхания почв на изменение климата в отдаленном будущем не может быть выполнено с достаточно высокой степенью точности [64]. Значительная пространственно-временная изменчивость величины SR и отсутствие возможности дистанционных измерений, создают существенные ограничения для получения как глобальных, так и региональных оценок SR, моделирования их связи с климатом и дальнейшего прогресса в этой области [60].

Из-за трудоемкости процесса экспериментального определения дыхания почв в естественных экосистемах, которые обычно достаточно удалены от лабораторий и институтов, оценка почвенных потоков CO_2 базируется, как правило, на наблюдениях, проведенных в течение лишь нескольких вегетационных сезонов и с периодичностью, редко превышающей 1–2 измерения в месяц. Такие оценки нельзя признать реалистичными из-за высокой межгодовой вариабельности почвенных потоков CO_2 [45, 58] и недоучета эмиссионных потерь диоксида углерода из почв за пределами вегетации, которые могут представлять существенную часть годового потока CO_2 из почв [5, 44, 65, 67]. Многолетние наблюдения за дыханием почв, непрерывно проводимые в одних и тех же экосистемах более 3–5 лет, до настоящего времени являются редкими не только в России, но и в мире. В настоящей работе мы представляем анализ данных по определению дыхания дерново-подзолистой супесчаной почвы под лесной и луговой растительностью на территории Приокско-Террасного биосферного заповедника, которые были начаты в ноябре 1997 г. и продолжаются по сей день.

Основные задачи настоящего исследования включали: 1) выявление текущих климатических трендов и погодных аномалий в регионе исследований (южное Подмосковье); 2) анализ месячных, сезонных и годовых потоков CO_2 из почв и их временной вариабельности на основе непрерывного 21-летнего мониторинга, 3) оценку связи месячных, сезонных и годовых потоков SR с метеорологическими параметрами и 4) построение линейных трендов и оценку аномалий сезонных и годовых потоков CO_2 из почв, обусловленных современными тенденциями изменения климата в регионе.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Общая характеристика климата, растительности и почв. Исследования проводили на территории Приокско-Террасного биосферного заповедника (южное Подмосковье; $54^{\circ}55' \text{ N}$, $37^{\circ}34' \text{ E}$) в

смешанном лесу (4СЗЛп2Ос1Б ед Д) с хорошо развитым травянистым ярусом и на лесной поляне (луговой ценоз). Древостой образован сосной обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.), липой мелколистной (*Tilia cordata* Mill.), тополем дрожащим (*Populus tremula* L.), дубом черешчатым (*Quercus robur* L.), возраст которых достигает 90–120 лет. Разнотравно-злаковый луг представляет полидоминантную ассоциацию с преобладанием манжетки (*Alchemilla* sp.), фиалки трехцветной (*Viola tricolor* L.), трищетинника желтоватого (*Trisetum flavescens* (L.) Beauv.), щавеля кислого (*Rumex acetosa* L.) и др. Почва участка – дерново-слабоподзолистая [9] на песчаных аллювиально-флювиогляциальных отложениях Приокской зандрово-аллювиальной равнины. В соответствии с [8] это тип дерново-подбуров или *Retisols Arenic* [27]. Регион исследований относится к зоне умеренно-континентального климата. Согласно данным многолетних метеонаблюдений, проводимых на Станции комплексного фоновго мониторинга, расположенной на территории Приокско-Террасного биосферного заповедника (Данки, Серпуховской район, Московская область), среднегодовая температура воздуха в 1973–2018 гг. в районе исследований составила $5.2 \pm 0.3^\circ\text{C}$, а среднегодовое количество осадков – 667 ± 34 мм. Гидротермический коэффициент Селянинова (hydrothermal coefficient, НТС) за летний период (июнь–август) варьировал от 0.70 до 2.40, при среднем многолетнем 1.49 ± 0.14 .

Почва экспериментальных площадок имеет супесчаный гранулометрический состав и кислую реакцию среды (табл. S1). Содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в почве под лесом (слой 0–10 см) составляет 12.2 ± 2.8 г С/кг почвы, что в 1.4 раза выше, чем в почве под лугом. Содержание общего азота ($N_{\text{общ}}$) в почвах примерно одинаковое, что и обусловило существенную разницу в величине С/Н. Под лесом почва имеет хорошо сформированную подстилку мощностью 2–4 см, запас $C_{\text{орг}}$ в которой составляет 0.58 ± 0.03 кг С/м².

Определение дыхания почвы. Общее дыхание почвы (SR) определяли непрерывно, с периодичностью 3–5 раз в месяц в течение 1998–2018 гг. методом закрытых камер [52]. В лесу подстилку не удаляли и камеры устанавливали между растениями. В луговом ценозе надземную часть растений срезали на уровне почвы и затем врезали измерительные камеры. Таким образом, определяемый поток CO₂ из почв представлял собой сумму микробного и корневого компонентов. Скорость дыхания почв вычисляли по формуле [52]:

$$SR = (C_2 - C_1)Ht^{-1},$$

где SR – скорость дыхания почв, мг С/(м² ч); C_2 и C_1 – конечная и начальная концентрации CO₂ внутри изолятора, мг С/м³; H – высота изолятора

над поверхностью почвы, м; t – время экспозиции, ч. При расчетах допускали, что концентрация CO₂ в камере нарастает линейно в первые 30 и 90 мин в теплый (май–октябрь) и холодный (ноябрь–апрель) периоды соответственно.

Величину среднемесячной скорости почвенного дыхания (SR, мг С/(м² ч)) рассчитывали как арифметическое среднее из всех измерений, проведенных за каждый месяц. Суммарные месячные потоки CO₂ почв (monthly soil respiration, MoSR, г С/(м² мес.)) рассчитывали с учетом продолжительности соответствующего месяца. Сезонные (seasonal soil respiration, SeSR, г С/(м² сезон)) и годовые (annual soil respiration, AnSR, г С/(м² год)) потоки CO₂ из почв были получены суммированием соответствующих месячных потоков.

Анализ метеорологических данных. Работа с многолетними рядами метеорологических данных, любезно предоставленных сотрудниками станции комплексного фоновго мониторинга, включала построение линейных временных трендов за 46-летний цикл наблюдений (1973–2018 гг.) и за современный 21-летний период (1998–2016 гг.), сопряженный с многолетними непрерывными наблюдениями за дыханием почв лесного и лугового ценозов в заповеднике. Линейные тренды на годовом и сезонном уровнях осреднения строили для следующих метеорологических показателей: температура воздуха (T_{air}), сумма осадков (Σprec), продолжительность устойчивого снежного периода (DurSn) и максимальная высота снежного покрова (MaxSn). Для оценки меры засушливости климата был выбран гидротермический коэффициент Селянинова (НТС), рассчитанный для летнего периода и равный отношению суммы осадков за лето ($\Sigma\text{prec-лето}$, мм) к сумме среднесуточных температур воздуха, превышающих 10°C ($T_{\text{air}} > 10^\circ\text{C}$) за это же время, уменьшенной в 10 раз: $\text{НТС} = \Sigma\text{prec-лето} / 0.1 \cdot T_{\text{air}} > 10^\circ\text{C}$ [6, 19]. Интенсивность и знак наблюдаемых трендов характеризовали с помощью коэффициента линейной регрессии (a), который соответствует средней (с шагом в 10 лет) скорости изменения переменной. Статистическая достоверность полученных трендов оценивалась методом наименьших квадратов по коэффициенту детерминации R^2 и критической значимости тренда P .

Для всех метеорологических показателей были также рассчитаны аномалии по отношению к климатической норме, за которую в настоящее время принят период 1981–2010 гг. [1]. Если аномалия того или иного метеорологического параметра превышала величину STD, то год или сезон мы считали аномально теплым или холодным, влажным или сухим. В дополнение к линейным трендам рассчитали сумму аномалий для всех метеорологических показателей за четыре последние декады (10-летия), начиная с 1979 г.: 1979–

Таблица 1. Оценки линейных трендов среднегодовых и среднесезонных значений температуры воздуха (T_{air} , °C), суммы осадков (Σ_{prec} , мм), гидротермического коэффициента (НТС) за летний период, максимальной высоты снега (MaxSn, см) и продолжительности стабильного снежного покрова (DurSn, число дней) в 1973–2018 и 1998–2018 гг. (a – коэффициент линейного тренда, ед. изм./10 лет; R^2 – коэффициент детерминации; P – уровень достоверности)

Параметр	Период	1973–2018 (46 лет)			1998–2018 (21 год)		
		a	R^2	P	a	R^2	P
T_{air} , °C	Год	0.42	0.29	<0.001	0.44	0.21	0.04
	Зима	0.54	0.08	0.05	0.57	0.02	ns
	Весна	0.32	0.09	0.04	0.58	0.10	ns
	Лето	0.53	0.28	<0.001	0.31	0.02	ns
	Осень	0.34	0.11	0.02	0.56	0.09	ns
Σ_{prec} , мм	Год	–22.5	0.07	ns	–43.6	0.05	ns
	Зима	–3.3	0.014	ns	–0.34	0.00	ns
	Весна	1.3	0.00	ns	11.7	0.02	ns
	Лето	–12.1	0.06	ns	–34.9	0.09	ns
	Осень	–8.7	0.05	ns	–21.5	0.05	ns
НТС	Лето	–0.12	0.13	0.01	–0.25	0.11	ns
MaxSn, см	Зима	1.2	0.02	ns	–5.9	0.06	ns
DurSn, число дней	Зима	–2.4	0.02	ns	–17.8	0.22	0.03

Примечание. Жирным шрифтом показаны значимые тренды; ns – тренд не является значимым при $P < 0.05$.

1988, 1989–1998, 1999–2008 и 2009–2018 гг. Две последние декады совпали по продолжительности с периодом наблюдений за величиной SR.

Статистическую обработку и визуализацию данных проводили в программной среде R [56] и MS Excel 2016 (пакет “Анализ данных”). Достоверность различий между величиной SR в различных ценозах определяли по парному критерию Стьюдента. Связь величины SR с метеорологическими параметрами оценивали методом наименьших квадратов при уровне значимости 0.05.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ годовых и сезонных трендов основных метеорологических параметров в регионе южного Подмосковья. В соответствии с проведенными расчетами, в регионе исследований отмечался достоверный рост среднегодовой T_{air} со скоростью 0.42 и 0.44°C/10 лет в течение 1973–2018 и 1998–2018 гг. соответственно (табл. 1). Общее повышение температуры, обусловленное положительным трендом изменения среднегодовой T_{air} за 21 год исследований, в целом составило 0.92°C.

Статистически значимое ($P < 0.05$) увеличение T_{air} в районе исследований за рассматриваемый 46-летний период наблюдалось во все календарные сезоны, но наиболее значительное повышение зарегистрировано в летний и зимний сезоны ($a = 0.53–0.54$ °C/10 лет). В осенний и весенний периоды рост T_{air} в 1973–2018 гг. был менее выражен, но также происходил примерно с одинаковой скоростью: $a = 0.32–0.34$ °C/10 лет. За последние две декады выраженность осеннего и весеннего трендов T_{air} существенно увеличилась (в 1.6–

1.8 раза), а летний и зимние тренды сохранились на том же уровне. И хотя из-за высокой вариабельности погодных условий в 1998–2018 гг. отмеченные тренды были статистически не значимы, современная тенденция более отчетливого потепления климата в осенний, зимний и весенний периоды представляется очевидной.

На фоне наблюдаемого увеличения T_{air} временные тренды изменения количества осадков в течение 1973–2018 и 1998–2018 гг. были не значимы ($P < 0.05$) как за годовой период в целом, так и во все календарные сезоны. Направленность этих трендов свидетельствует о преимущественном уменьшении увлажнения во все сезоны года, за исключением весеннего, особенно в последние две декады (табл. 1). Совместное влияние трендов изменения температуры и количества осадков выразилось в значимом ($P = 0.013$) усилении засушливости климата в районе исследований в 1973–2018 гг., которая отмечалась и ранее [46, 48]. Особенно заметной аридизация климата была в последние две декады, в течение которых наблюдали 8 засух различной интенсивности с летним НТС < 1.0 . Аномально засушливыми были 2002, 2007, 2009, 2010, 2011, 2014, 2015 и 2018 гг., т. е. каждый второй–третий год в период проведения исследований был в той или иной степени засушливым. В последние две декады также отмечен значимый тренд уменьшения DurSn со скоростью 18 дней/10 лет. Аномально коротким был снежный период в 2007, 2014, 2016 и 2018 гг., когда его продолжительность была на 25–70 дней короче, чем климатическая норма.

Анализ аномалий среднегодовой и среднесезонных T_{air} по отношению к климатической норме позволяет говорить о смене знака аномалий с от-

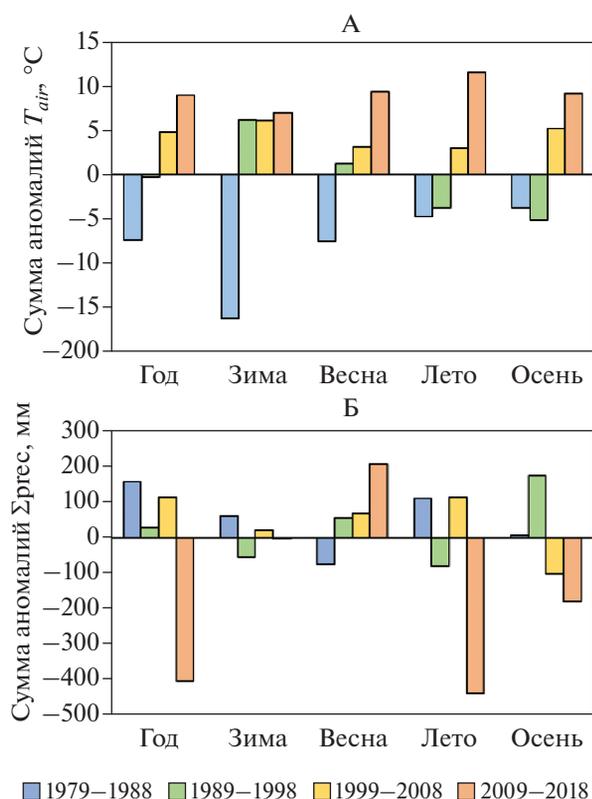


Рис. 1. Подекадная сумма аномалий температуры воздуха (А) и количества осадков (Б) за год и в отдельные календарные сезоны в 1979–2018 гг.

рицательных значений в течение 1979–1988 гг. на положительные и постепенный рост их величины в течение последующих трех декад (рис. 1). Анализ подекадных аномалий $\Sigma_{\text{грес}}$ показал, что дефицит осадков был наиболее заметным в летний, осенний и годовой периоды в течение последнего десятилетия. В весенний период, напротив, дефицит осадков за последние четыре декады постепенно уменьшался, и в 1998–2018 гг. положительная сумма аномалий для $\Sigma_{\text{грес}}$ составила 207 мм. В зимний период динамика подекадного распределения $\Sigma_{\text{грес}}$ не была отчетливой.

Таким образом, в период проведения измерений дыхания почв (1998–2018 гг.) наиболее отчетливо были выражены тенденции увеличения среднегодовых и среднесезонных температур воздуха, усиления засушливости летнего периода и уменьшения продолжительности стабильного снежного периода. Следует отметить, что потепление климата отмечается во всех регионах страны [14], но из-за большой протяженности территории России изменение среднегодовой и среднесезонных значений T_{air} в различных природно-географических регионах происходит с неодинаковой скоростью [15, 16].

Что касается наблюдаемой в регионе исследований аридизации климата, то увеличение частоты и площади засух отмечается сегодня не только

в регионах с прогнозируемым уменьшением количества осадков, но и в областях, где вследствие изменений климата сумма осадков показывает тенденцию роста [6]. Согласно модельным оценкам, вероятность этого тренда составляла более 66% в конце XX в. и продолжает сохраняться в текущем столетии [2]. Потепление зим также наблюдается во многих регионах мира и выражается в более позднем установлении снежного покрова, сокращении его высоты и регулярном нарушении его целостности [30, 32, 36, 39]. Увеличение доли дождевых осадков, вызванное потеплением, ведет к частым нарушениям сезонного снежного покрова, увеличению числа циклов промерзания–оттаивания и образованию ледяных корок на поверхности почв [43]. Уменьшение высоты снежного покрова в бореальной и суббореальной зонах вызывает снижение изолирующего действия снежного покрова, ведет к значительному охлаждению почв и их более глубокому и длительному промерзанию [22, 31]. Эти явления оказывают существенное влияние на функционирование почвенного и растительного покрова, а также на формирование потоков CO_2 из почв.

Анализ месячных потоков CO_2 из почв. Внутригодовая динамика среднемноголетней величины MoSR в изучаемых почвах имела классический для умеренной зоны характер: с минимальными величинами 20–25 г $\text{C}/(\text{м}^2 \text{мес.})$ – в зимние месяцы и с максимальными 76–128 г $\text{C}/(\text{м}^2 \text{мес.})$ – в летние (рис. 2). Вместе с тем аномально высокие значения MoSR в зимние месяцы (33–60 г $\text{C}/(\text{м}^2 \text{мес.})$), обусловленные отсутствием промерзания почвы при значительных положительных аномалиях зимних температур воздуха, в некоторые годы были на уровне или даже превышали минимальные величины MoSR в летние месяцы (29–57 г $\text{C}/(\text{м}^2 \text{мес.})$), которые были зарегистрированы в экстремально засушливые периоды 2002 и 2007 гг.

Наиболее высокая межгодовая вариабельность (38–56%) величин MoSR , как правило, была характерна для холодного периода (ноябрь–март) и августа (табл. S2). Размах варьирования в эти месяцы мог превышать среднее значение MoSR в 1.4–2.3 раза. Межгодовая вариабельность месячных потоков CO_2 из почвы лугового ценоза в большинстве случаев была выше соответствующих значений в почвах под лесом. Попарное сравнение величин MoSR в почвах лесного и лугового ценозов показало отсутствие значимых различий между ними с октября по март (рис. 2). С апреля по сентябрь дыхание почвы под луговой растительностью достоверно превышало таковое в почве лесного ценоза ($P < 0.01$). Наиболее существенно влияние растительности проявлялось с мая по август ($P < 0.001$), когда происходит активное отрастание и интенсивное дыхание корней травяной растительности и увеличивается вклад корневых систем в общий поток CO_2 из почвы

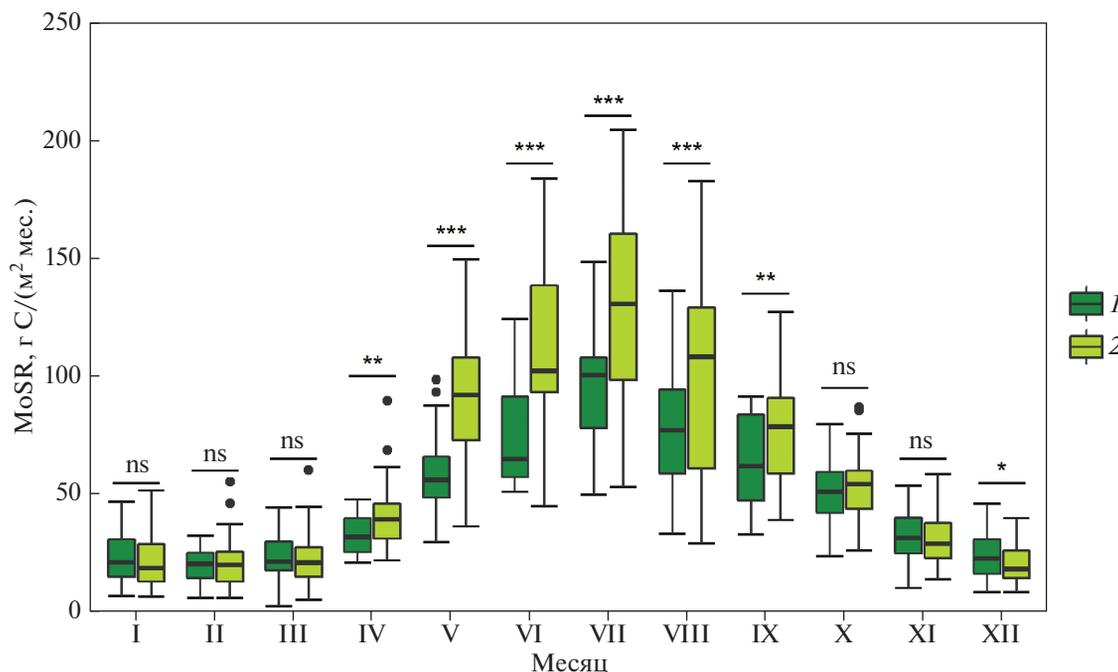


Рис. 2. Внутригодовая динамика месячных потоков CO_2 (MoSR, г C/(м² мес.)) из дерново-слабоподзолистой почвы под лесной (1) и луговой (2) растительностью. Показаны средние арифметические значения (черта), нижний (Q1) и верхний (Q3) квартили (“ящик”), величины $X_1 = Q_1 - 1.5 \text{ IQR}$ (межквартильный размах = $Q_3 - Q_1$) и $X_2 = Q_3 + 1.5 \text{ IQR}$ (“усы”), а также выбросы, не попадающие в область между X_1 и X_2 (точки над “усами”). Над горизонтальной чертой показана значимость различий, оцененная по результатам парного критерия Стьюдента (ns – не значимо, * $P < 0.05$, ** $P < 0.01$, *** $P < 0.001$).

[12]. Вследствие этого дыхание почв под лугом в мае–июне было в среднем в 1.5 раза, а в июле–сентябре в 1.2–1.3 раза выше, чем из почв под лесной растительностью. Кроме того, в весенне-летний период температура почвы под лугом в слое 0–20 см была на 1.2–1.5°C выше, чем в почве лесного ценоза (усредненные данные температурных датчиков, установленных на глубинах 5 и 20 см) [11]. Поэтому в дерново-слабоподзолистой почве под луговой растительностью в отсутствие дефицита влаги отмечено более активное протекание минерализационных процессов органического вещества и усиление микробного дыхания по сравнению с почвой под лесом.

За весь 21-летний период наблюдений величина среднемесячных потоков CO_2 из почв тесно коррелировала со среднемесячной T_{air} (табл. 2). Связь между этими параметрами наиболее удовлетворительно описывалась экспоненциальной функцией (коэффициент корреляции $r = 0.78–0.84$; $P < 0.0001$), объясняя 61–70% вариальности месячных потоков CO_2 из почв. Наиболее часто применяемой функцией для оценки температурного отклика дыхания почв в пределах его годовой динамики является функция Вант-Гоффа, именуемая температурным коэффициентом Q_{10} [26, 35]. Существуют доказательства, что для одной и той же экосистемы температурный отклик SR (или коэффициент Q_{10}) не является постоян-

ным и зависит от температурного интервала и условий влагообеспеченности, в которых происходило эмпирическое определение SR как в условиях полевых экспериментов [11, 13, 35], так и в условиях модельных опытов [46, 54, 63]. Наши расчеты показали, что чувствительность величины MoSR под лугом к повышению температуры была более высокой, чем MoSR под лесной растительностью: значения Q_{10} составили соответственно 2.00 и 1.73 (табл. 2). Мы также оценили температурную чувствительность дыхания дерново-подзолистой почвы в зависимости от степени засушливости того или иного года наблюдений, определяемой по отношению величины летнего НТС к климатической норме (табл. 2, рис. S1). Если значения НТС превышали климатическую норму на величину $>1\text{STD}$, то год считали влажным. Если же величина НТС была ниже климатической нормы на величину $>1\text{STD}$, то год относили к засушливым. Дифференцированные расчеты показали, что в засушливые годы температурная чувствительность SR под лугом была существенно меньше ($Q_{10} = 1.85$), чем во влажные и нормальные годы ($Q_{10} = 2.11$). В почве под лесом значения температурного коэффициента для SR во влажные и засушливые годы были примерно одинаковыми, и заметно меньше, чем в нормальные по увлажненности годы (табл. 2). На примере почв средней тайги в Центральной Сибири были

Таблица 2. Температурные коэффициенты* MoSR в почвах под лесом и лугом в различные по увлажнению годы, а также весной и осенью

Ценоз	Все наблюдения, 21 год ($n = 252$)		Влажные ($n = 24$)		Засушливые ($n = 92$)		Нормальные ($n = 136$)		Весна ($n = 63$)		Осень ($n = 63$)	
	Q_{10}	R^2	Q_{10}	R^2	Q_{10}	R^2	Q_{10}	R^2	Q_{10}	R^2	Q_{10}	R^2
Лесной	1.73	0.61	1.63	0.69	1.65	0.64	1.83	0.62	1.91	0.44	1.74	0.42
Луговой	2.00	0.70	2.11	0.79	1.85	0.79	2.11	0.68	2.33	0.61	2.10	0.59

* Все полученные экспоненциальные зависимости значимы при $P < 0.001$.

сделаны сходные выводы о существенном снижении температурной чувствительности дыхания почв под влиянием дефицита увлажнения [13].

В дополнение к проведенным расчетам, теснота связи между среднемесячными потоками CO_2 из почв и среднемесячной T_{air} была оценена отдельно для совокупностей данных, распределенных в соответствии с календарными сезонами. В зимний (декабрь–февраль) и летний (июнь–август) периоды достоверных связей между величиной MoSR и T_{air} не выявлено. В весенние и осенние месяцы изменение температуры воздуха объясняло 42–61% вариальности величины MoSR (рис. 3, А, 3, Б). Температурные коэффициенты Q_{10} для дыхания почв под лесом в осенний и весенний периоды составили 1.74 и 1.91 соответственно (табл. 2). Температурная чувствительность дыхания почвы под лугом была существенно выше: коэффициент Q_{10} достигал 2.33 – весной и 2.11 – осенью. Вероятно, более слабая реакция величины MoSR под лесом к изменению температуры по сравнению с MoSR под лугом, выявленная для всех временных интервалов, связана с меньшим диапазоном изменения месячных потоков CO_2 из почв под пологом леса и обусловлена его экранирующей ролью, ослабляющей распространение тепловых потоков. Кроме того, почва под луговой растительностью содержит существенно больше тонких корней по сравнению с лесной почвой, которые дают более заметный отклик на повышение температуры по сравнению с массой почвы без корней [25].

Связь среднемесячных потоков CO_2 из почв с месячным количеством осадков не была достоверной ни для всего ряда данных, ни в различные по увлажненности годы. И только в летний и весенний периоды связь между величиной MoSR и месячной $\Sigma_{грес}$ была значимой (рис. 3, В, 3, Г), объясняя 16–18% дисперсии среднемесячных потоков CO_2 от суммы осадков весной и 25–26% – летом. Влияние количества осадков на величину SR проявляется опосредованно через влажность почвы, поэтому связь эмиссии CO_2 с почвенной влажностью в летние месяцы обычно более тесная, чем с количеством осадков [52]. Анализ уравнений множественной регрессии, когда в каче-

стве независимых переменных выступали среднемесячная T_{air} и месячная $\Sigma_{грес}$, показал, что совокупное влияние этих параметров объясняло 66–67% вариальности величины MoSR для всего ряда данных ($n = 252$; $P < 0.0001$).

Анализ сезонных потоков CO_2 из почв. Средне-многолетние величины сезонных потоков CO_2 (SeSR) из почв лесного и лугового ценозов возрастали в следующем порядке: зимние (66–68 г C/m^2) < весенние (114–157 г C/m^2) < осенние (148–162 г C/m^2) < летние (251–343 г C/m^2). Самой высокой межгодовой вариальностью характеризовались суммарные потоки CO_2 в зимний период: CV = 39–44%, а размах варьирования превышал среднее в 1.3–1.6 раза (табл. S3). В остальное время года изменчивость величин SeSR была существенно меньше: CV = 26–29%, а размах варьирования колебался на уровне среднего значения. В весенний и летний сезоны величины SeSR в луговом ценозе были в 1.4 больше, чем в лесном ($P < 0.001$). В осенний период суммарный поток CO_2 из почвы под лугом незначительно, но достоверно ($P < 0.05$) превышал дыхание лесной почвы, а зимнее время почва под лесом дышала даже активнее луговой почвы (рис. 4). Это можно объяснить как поступлением свежего опада на поверхность почвы в лесу и его активной деструкцией в течение осени и зимы, так и снижением дыхательной активности тонких корней в луговом ценозе. Средне-многолетние потоки CO_2 из почв в течение теплого периода (май–октябрь) были в 2.7 (лесной ценоз) и 3.5 (луговой ценоз) раз выше таковых в холодный период года (ноябрь–апрель). Их межгодовая вариальность составляла 24–28%, а размах варьирования не превышал среднее (табл. S3).

Средне-многолетние величины годового дыхания дерново-слабоподзолистых почв в лесном и луговом ценозах равнялись 581 ± 54 и 727 ± 71 г $C/(m^2 \text{ год})$ соответственно, а межгодовой коэффициент вариальности составлял 20–22% (табл. S3). В холодный период года суммарное дыхание почв под лесом и лугом значимо не отличалось ($P > 0.05$), в то время как потоки CO_2 из почв в теплый период и в целом за год в почве под лесом были достоверно меньше ($P < 0.001$; рис. 4).

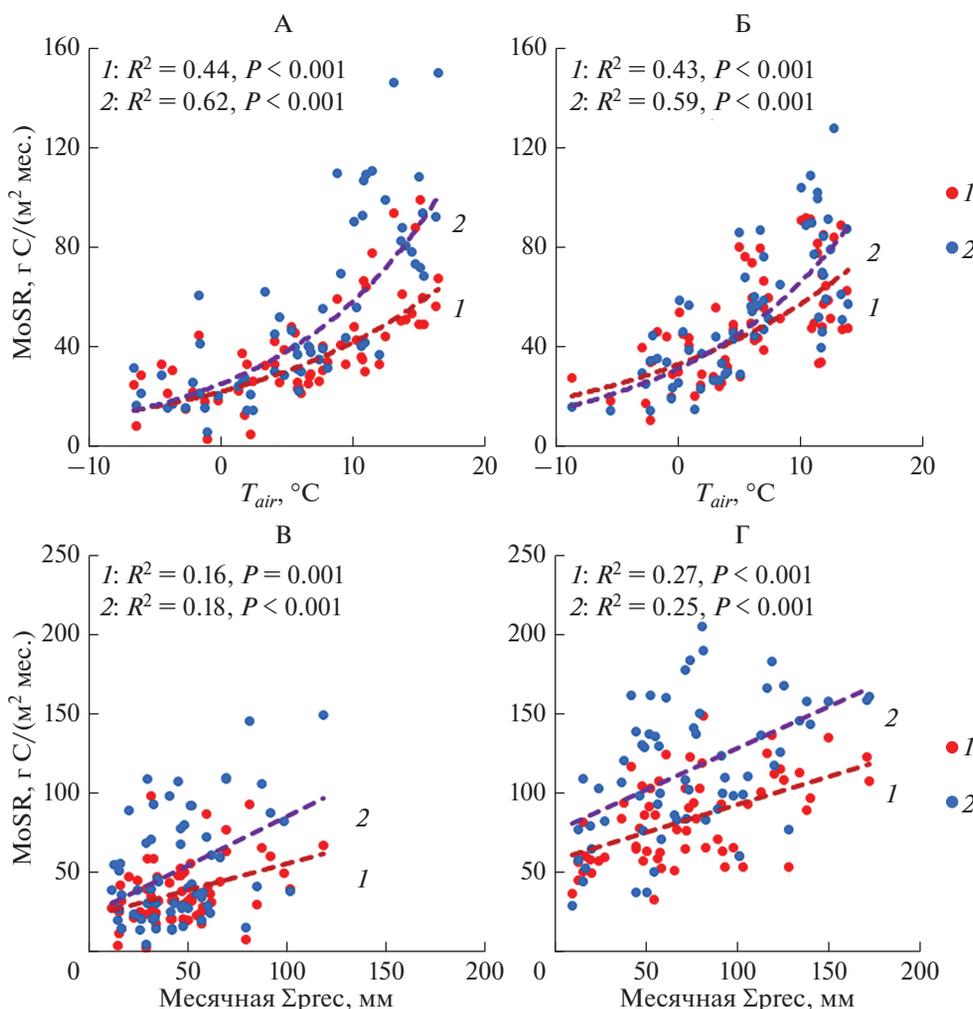


Рис. 3. Зависимость месячных потоков CO₂ (MoSR, г C/(м² мес.)) из дерново-слабоподзолистой почвы под лесной (1) и луговой (2) растительностью от среднемесячной температуры воздуха (T_{air} , °C) в весенний (А) и осенний (Б) сезоны и от месячной суммы осадков в весенний (В) и летний (Г) сезоны.

Анализ регрессионных зависимостей показал отсутствие значимых связей между сезонными потоками CO₂ из почв и основными метеорологическими характеристиками (среднесезонной T_{air} , сезонной Σ_{prec} , НТС, MaxSn, DurSn). Исключение составляли летние потоки C–CO₂, величина которых демонстрировала значимую ($P < 0.001$) положительную связь со значением летнего НТС и Σ_{prec} за лето, объясняющих 48–58% межгодовой вариабельности величины SeSR (рис. 5, А, Б). Для годовых потоков CO₂ из дерново-слабоподзолистой почвы лесного и лугового ценозов (AnSR) выявлены: значимая отрицательная зависимость от среднегодовой T_{air} ($P < 0.01$, рис. 5, В) и статистически достоверные положительные связи с величиной летнего НТС ($P < 0.001$, рис. 5, Г), Σ_{prec} за год ($P < 0.01$, рис. 5, Д) и Σ_{prec} за весну и лето ($P < 0.001$, рис. 5, Е). Наиболее тесная зависимость отмечалась между AnSR и величиной летнего НТС, объясняющая 51–56% дисперсии

годовых потоков CO₂ из почв. Ранее, для более коротких 12-летних рядов наблюдений, нами была выявлена наиболее тесная связь между годовыми потоками CO₂ из дерново-подзолистой и серой лесной почвами и суммой осадков за весну и лето [45].

Вклад сезонных потоков в годовое дыхание почв.

Наши расчеты показали, что летние потоки CO₂ из дерново-слабоподзолистой почвы лесного и лугового ценоза составляли 43–46% от величины AnSR, зимние – 9–12%, осенние – 23–25%, а весенние – 20–22% (рис. 6, табл. S4).

Наименьшая межгодовая изменчивость величины сезонных вкладов в годовой поток CO₂ из почв была характерна для летнего периода (11–13%), а наибольшая – для зимнего (37–40%). Вариабельность доли весенних и осенних потоков CO₂ из изучаемых почв в величину AnSR составляла 20–23% (табл. S4). Доля холодного периода (ноябрь–апрель) в годовом потоке диоксида углерода из

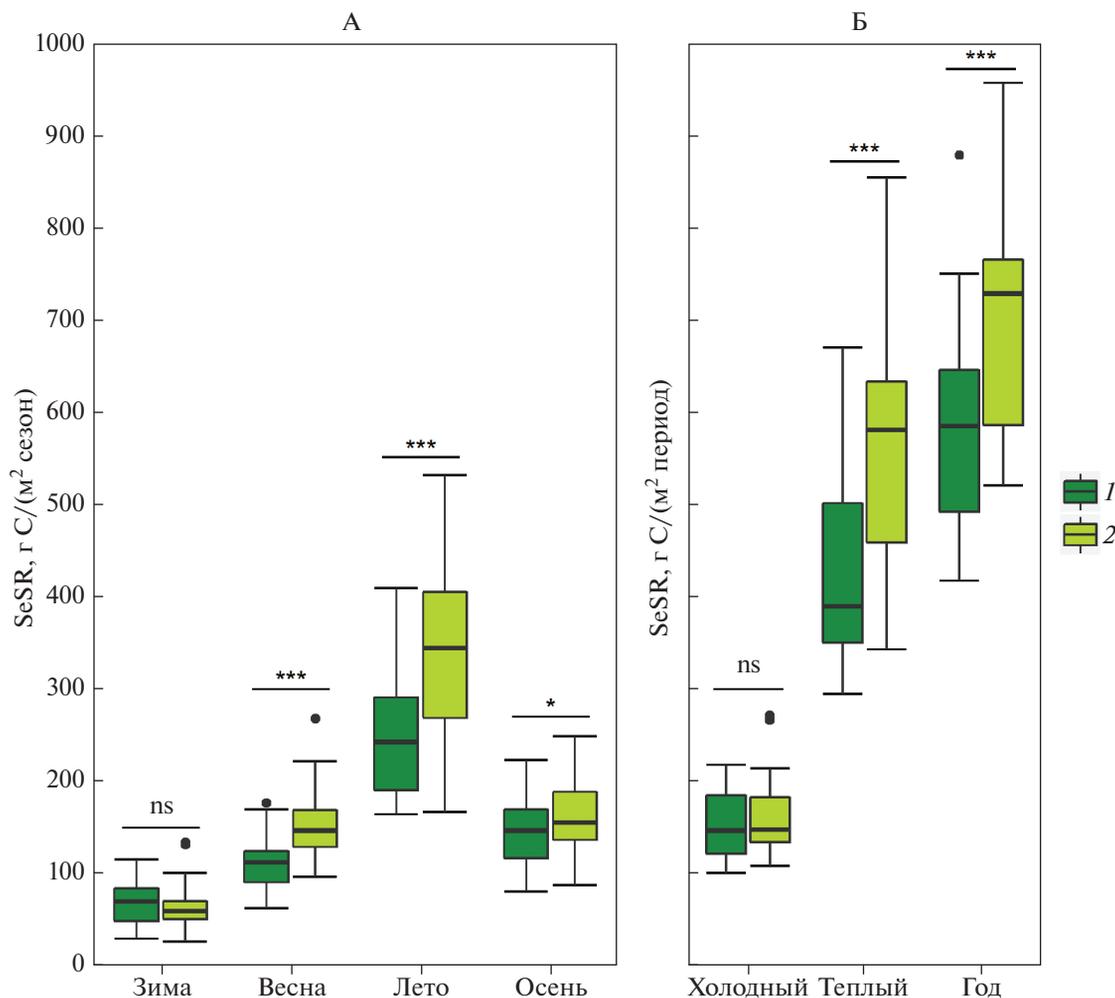


Рис. 4. Суммарные потоки CO₂ (SeSR, г C/(м² мес.)) из дерново-слабоподзолистой почвы под лесной (1) и луговой (2) растительностью за отдельные календарные сезоны (А), за холодный (ноябрь–апрель), теплый (май–октябрь) и годовой периоды (Б).

почв в среднем равнялась 27 и 23% в лесном и луговом ценозах соответственно, достигая в отдельные годы весьма значительных величин – 38–39%. Вклад теплого сезона в AnSR был наиболее стабильной величиной (коэффициент вариации CV = 8%) и его среднее многолетнее значение равнялось 73–77%, составляя ~3/4 величины AnSR (табл. S4). Тип растительности оказывал значимое влияние ($P < 0.001$) на величину вклада всех календарных сезонов, но для весеннего и осеннего сезонов это влияние было менее выраженным (рис. 6). Доля летнего сезона в годовом потоке CO₂ из почв значимо и положительно коррелировала с HTC летнего периода, $\Sigma_{грес}$ за летний и весенне-летний период. Для почвы под лесом обнаруженные связи были более тесные ($R^2 = 0.26–0.29$; $P = 0.01–0.02$), чем под лугом ($R^2 = 0.18–0.20$; $P = 0.04–0.05$). Статистически достоверные корреляции между долей других календарных сезонов и периодов с основными метеорологическими параметрами (среднесезонной T_{air} , сезонной

$\Sigma_{грес}$, HTC, MaxSn, DurSn) выявить не удалось. Слабая отрицательная зависимость просматривалась лишь между величиной вклада холодного периода в AnSR в луговом ценозе и DurSn. Учитывая изолирующую роль снежного покрова, который препятствует промерзанию почв, эта зависимость представляется логичной. Наши эксперименты по влиянию высоты снежного покрова на эмиссию CO₂ из серой почвы, занятой луговой растительностью, показали, что удаление снега в течение холодного периода приводило к существенному охлаждению почв и двухкратному снижению суммарного потока CO₂ из почв под луговой растительностью по сравнению с непромерзающими почвами [43].

Результаты круглогодичных определений дыхания почв в регионах с сезонным снежным покровом в литературе до сих пор представлены скудно, несмотря на огромное количество публикаций по оценке сезонных потоков CO₂ из почв. Наблюдения, проведенные в различных биокли-

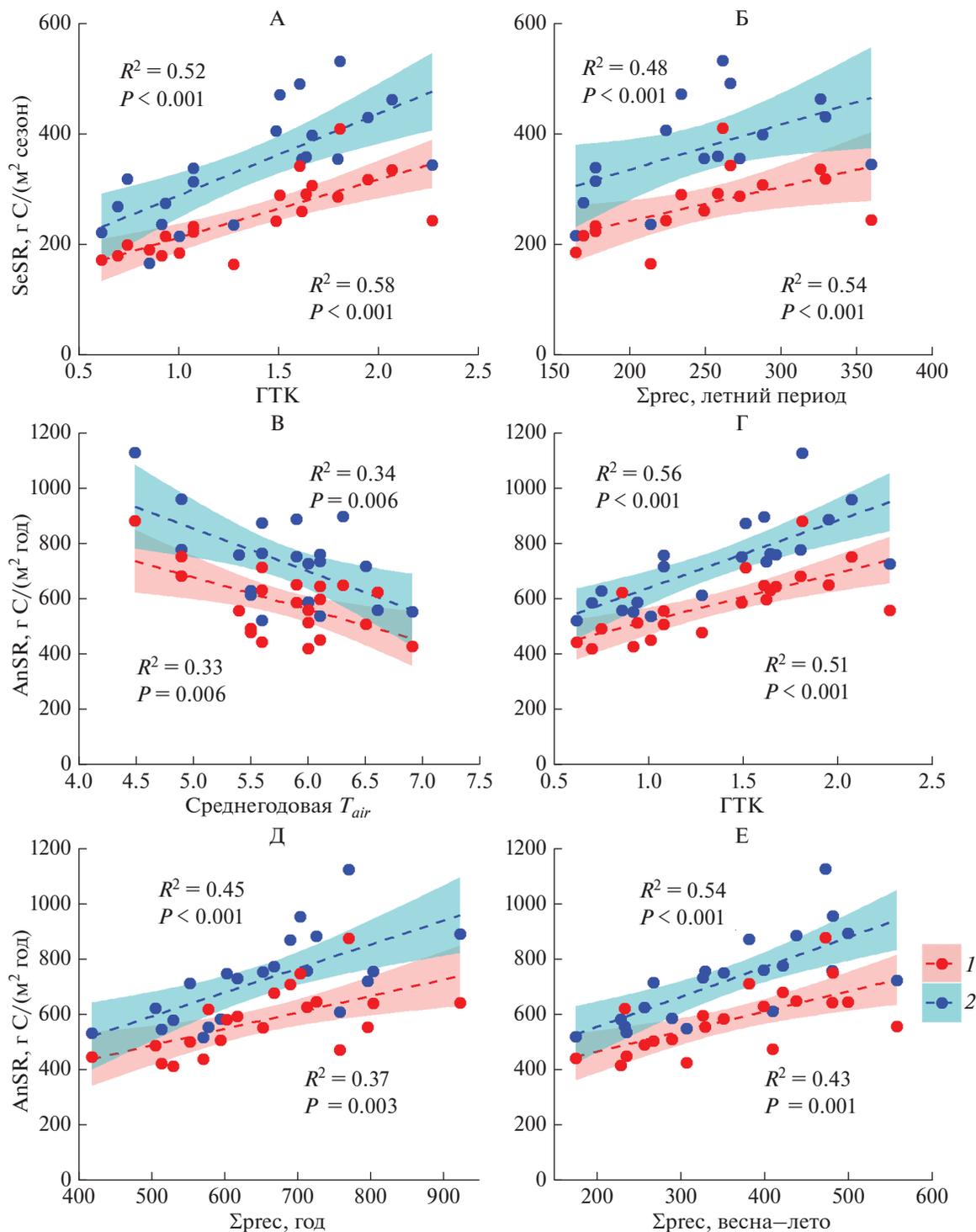


Рис. 5. Зависимости летних потоков (SeSR, г C/(м² сезон)) из дерново-слабоподзолистой почвы под лесной (1) и луговой (2) растительностью от значений НТС (А) и суммы осадков за летний период (Б) и годовых потоков (AnSR, г C/(м² год)) от среднегодовой температуры воздуха (В), летнего НТС (Г), суммы осадков за год (Д) и суммы осадков за весну и лето (Е).

матических зонах, показали, что вклад периода со снежным покровом в годовую эмиссию CO₂ из почв тундровой зоны русского Севера превышал 10% [5, 18, 67]. Близкие оценки получены для лес-

ных почв Китая [68]. Несколько меньшие величины долевого участия холодного периода (ноябрь–апрель) в годовом потоке CO₂ из почв выявлены для заболоченных почв южной тайги (6–8.5%) [34]

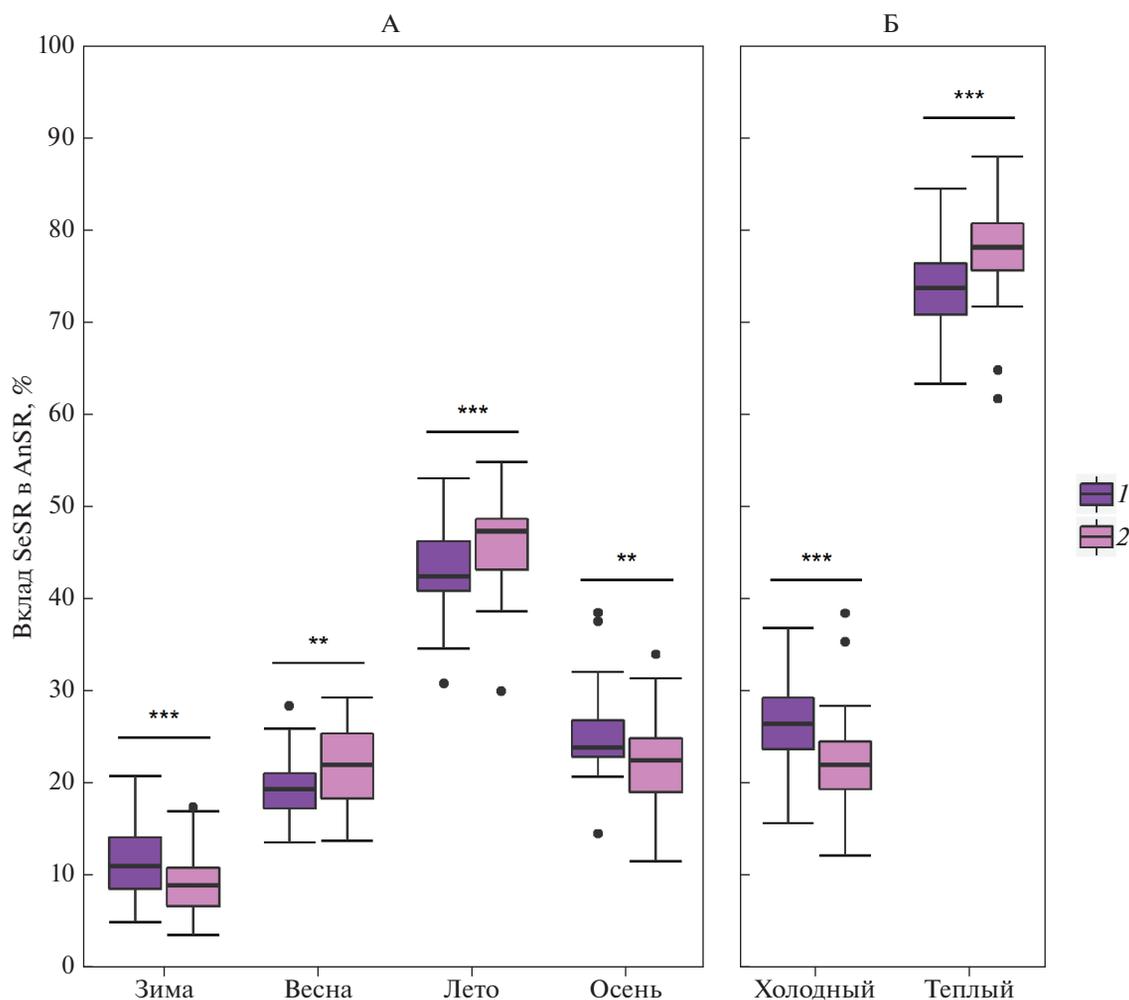


Рис. 6. Вклад различных сезонов (SeSR) в годовой поток CO₂ из дерново-слабоподзолистой почвы (AnSR) под лесной (1) и луговой (2) растительностью: А – за отдельные календарные сезоны, Б – за холодный (ноябрь–апрель) и теплый (май–октябрь) периоды.

и лесостепных почв Китая (3.5–7%) [65]. Таким образом, недоучет эмиссии CO₂ за пределами вегетации вызывает недооценку эмиссионной составляющей углеродного цикла и увеличивает неопределенность оценок баланса С в экосистемах.

Анализ современных трендов и аномалий дыхания почв. Имея в своем распоряжении данные 21-летнего мониторинга, мы построили временные линейные тренды для годовых и сезонных потоков CO₂ из изучаемых почв. В большинстве случаев полученные тренды были отрицательными, указывая на общую тенденцию уменьшения величин AnSR и SeSR во все сезоны года в почвах и лесного и лугового ценозов (табл. 3).

Достоверными при $P < 0.05$ были временные тренды для годовых и осенних потоков CO₂ из почв в обоих ценозах, а также для величины SeSR в теплый период года в лесном ценозе и величины SeSR в холодный период года – в луговом. В последнем случае линейный тренд объяснял 40%

дисперсии суммарного потока CO₂ из почвы под лугом в холодный период года в течение 1998–2018 гг. с высоким уровнем вероятности $P = 0.002$.

Обнаруженные тенденции уменьшения годовых (AnSR) и сезонных (SeSR) потоков CO₂ из почв лесного и лугового ценозов ярко демонстрируют суммарные аномалии этих величин по отношению к их средней многолетней за 21 год наблюдений, рассчитанные для трех семилетних интервалов: 1998–2004, 2005–2011 и 2012–2018 гг. (рис. 7, А, 7, Б). Так, сумма аномалий величин SeSR и AnSR первого семилетнего периода в почвах обоих ценозов была высокой и положительной для всех рассматриваемых периодов. В течение второго периода сумма аномалий во все сезоны была существенно меньше по величине, а по знаку могла быть как положительной, так и отрицательной. В последний 7-летний период, во все сезоны года знак суммы аномалий был отрицательным (за исключением SeSR в почве под лесом в зим-

Таблица 3. Оценка линейных трендов изменения сезонных и годовых потоков CO₂ из дерново-слабоподзолистой почвы в 1998–2018 гг. (*a* – коэффициент линейного тренда, г С/(м² год); *R*² – коэффициент детерминации; *P* – уровень достоверности)

Период	Лесной ценоз			Луговой ценоз		
	<i>a</i>	<i>R</i> ²	<i>P</i>	<i>a</i>	<i>R</i> ²	<i>P</i>
Год	–9.18	0.23	0.03	–11.4	0.20	0.04
Теплый	–8.00	0.24	0.03	–6.00	0.09	>0.10
Холодный	–1.19	0.03	>0.10	–4.59	0.40	0.002
Зима	0.004	0.00	>0.10	–1.66	0.13	>0.10
Весна	–1.52	0.10	>0.10	–2.44	0.13	>0.10
Лето	–4.32	0.16	>0.10	–4.16	0.06	>0.10
Осень	–3.35	0.27	0.02	–3.11	0.19	0.05

Примечание. Жирным шрифтом показаны тренды, значимые при $P < 0.05$.

ний сезон), но их абсолютная величина в почвах обоих ценозов была достаточно высокой только в осенний сезон (146 г С/м²) и в целом за годовой период (225–253 г С/м²).

Длительный ряд наблюдений за дыханием почв в лесном и луговом ценозах включал серии из нескольких (от 2 до 8) “экстремальных” лет, в течение которых рассматриваемые в работе метеорологические показатели (среднесезонная и среднегодовая T_{air} сезонная и годовая $\Sigma_{грес}$, летний НТС, MaxSn, DurSn) отклонялись от климатической нормы более, чем на величину 1STD. Все остальные годы мы считали “нормальными” по отношению к тому или иному метеорологическому параметру, и для этих лет были оценены средние величины AnSR_{норм} и SeSR_{норм}. Для совокупности лет, являющихся экстремальными по тому или иному метеорологическому параметру, были оценены относительные аномалии годовых и сезонных потоков CO₂ из почв. Они представляли собой нормализованную по отношению к AnSR_{норм} и SeSR_{норм} разность между значениями SeSR(AnSR) в экстремальные и нормальные годы. Проведенные расчеты показали, что отрицательные аномалии величин AnSR и SeSR в почвах обоих ценозов вызывали засухи, аномально холодные зимы, дефицит осадков во все сезоны (кроме зимнего) и избыток осадков в весенний период (рис. 7, В).

Наиболее заметное (более 30%) уменьшение сезонных потоков CO₂ из почв лесного и лугового ценозов было сопряжено с засухами и дефицитом осадков в весенний и летний периоды. В луговом ценозе экстремально холодные зимы вызвали 35% уменьшение зимних потоков CO₂ из почв, в то время как в лесном ценозе эта величина была почти в 2 раза меньше. Относительные аномалии были положительными только в случае отклика годовых потоков CO₂ на экстремально высокие количества годовых осадков. Реакция дыхания почвы под лугом на проявление “экстремальных” погодных явлений была более выражена, чем в почве под лесом.

Проведенный анализ дает основания полагать, что современные климатические изменения в исследуемом регионе (потепление, участвовавшие засухи, уменьшение продолжительности снежного покрова), приводящие к уменьшению потерь CO₂ из дерново-слабоподзолистой супесчаной почвы, могли способствовать усилению стока углерода в этих экосистемах, если их продуктивность сохранялась или убывала с меньшей скоростью, чем величина SR. Именно увеличение стока CO₂ в лесные экосистемы южного Подмосковья при усилении аридизации климата было выявлено на примере лесных экосистем южного Подмосковья [48]. Вместе с тем нужно иметь в виду, что реакция дыхания почв более тяжелого гранулометрического состава на усиление засушливости климата в регионе исследований может быть иной, поскольку по сравнению с супесчаными почвами они обладают большим запасом продуктивной влаги, способным поддерживать метаболизм микробного сообщества и корневых систем растений даже при остром дефиците осадков. Кроме того, в условиях умеренного и бореального климата существенное влияние на формирование сезонных потоков CO₂ из почв оказывают все более частые в условиях современного климата циклы промерзания–оттаивания и увлажнения–высушивания почв, представляющие собой существенный абиотический стресс для почвенной микробиоты и растений [37, 38, 50, 51, 53].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Непрерывный 21-летний ряд наблюдений за дыханием дерново-слабоподзолистой супесчаной почвы лесного и лугового ценозов на территории Приокско-Террасного биосферного заповедника, не имеющий аналогов в мировой практике, еще раз продемонстрировал высокую временную вариативность месячных, сезонных и годовых потоков CO₂ из почв и позволил связать ее с современными тенденциями изменения климата в регионе. Выявлены достоверные тренды роста среднесезонных и среднегодовых температур воздуха в 1973–2018 гг.,

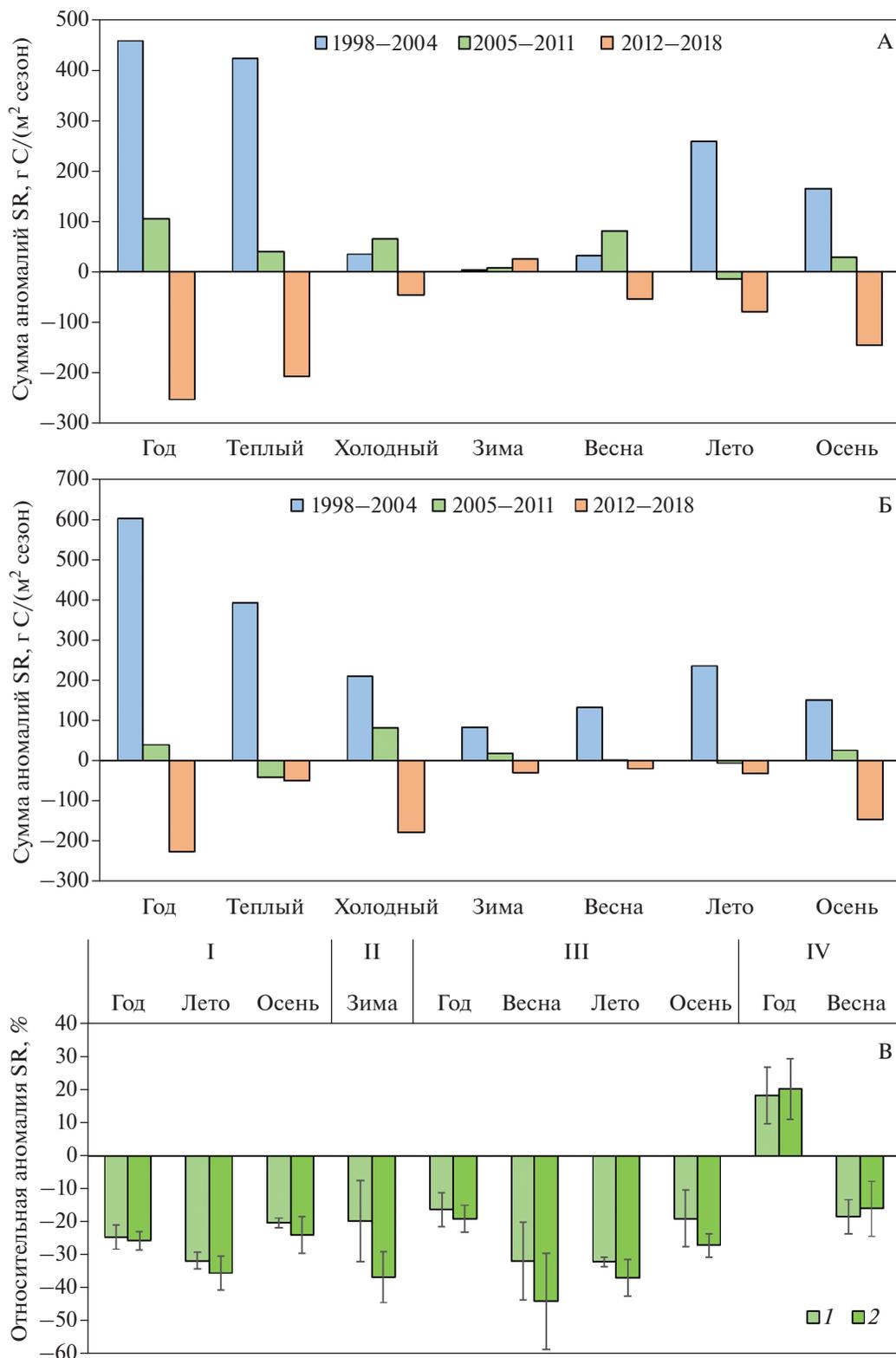


Рис. 7. Сумма аномалий годовых и сезонных потоков CO₂ из почв лесного (А) и лугового (Б) ценозов за весь период наблюдений (1998–2018 гг.), разделенный на 7-летние интервалы и средние относительные аномалии годовых и сезонных потоков CO₂ из почв лесного (1) и лугового (2) ценозов в ответ на “экстремальные” погодные явления (В): I – засухи; II – холодные зимы; III – дефицит осадков; IV – избыток осадков. Вертикальные линии показывают значения стандартной ошибки (SE).

которые в период проведения мониторинга эмиссии CO_2 из почв (1998–2018 гг.) сохраняли ту же направленность и имели более высокой интенсивность проявления. На фоне потепления происходило уменьшение количества осадков в летний сезон, что выразилось в усилении засушливости климата в регионе южного Подмосковья и нашло отражение в негативном тренде НТС летнего периода. Потепление, отмечающееся в осенне-зимне-весенний период, оказало косвенное влияние на уменьшение длительности снежного покрова со скоростью ~ 18 см/10 лет в 1998–2018 гг. ($P = 0.03$) из-за его более позднего установления осенью и более раннего схода весной.

На фоне отмеченных тенденций изменения основных метеорологических параметров была выявлена общая тенденция уменьшения величин суммарных потоков CO_2 из дерново-слабоподзолистых супесчаных почв лесного и лугового ценозов во все календарные сезоны года и в целом за год. Статистически достоверными ($P < 0.05$) были линейные тренды для годовых и осенних потоков CO_2 из почв в обоих ценозах, а также для величины SeSR в теплый период года в лесном ценозе и величины SeSR в холодный период года – в луговом. Выявлены тесные положительные зависимости между суммарными летними и годовыми потоками CO_2 с величиной летнего ГТК, объясняющей 51–58% их межгодовой вариабельности. Хорошим предиктором годовых потоков CO_2 из дерново-слабоподзолистой почвы является количество осадков за весенне-летний период. Величина летних потоков CO_2 почв тесно коррелировала с суммой осадков за летний сезон, что подтверждает теорию об угнетении в условиях недостатка влаги процессов метаболизма микробных сообществ и корневых систем растений, играющих основную роль в формировании потоков CO_2 из почв. Отрицательные аномалии суммарных годовых и сезонных потоков SR, обусловленные засухами и дефицитом осадков, достигали 37–40%. На величине зимних потоков CO_2 из почв наиболее значительно отражались экстремально холодные зимы (со средней $T_{air} < -10^\circ\text{C}$), в результате которых в почве лугового ценоза их величина в среднем была на 36% меньше, чем в годы с T_{air} близкой к климатической норме.

Месячные потоки CO_2 из почв на протяжении всего периода наблюдений демонстрировали положительную экспоненциальную зависимость от среднемесячной T_{air} , которая объясняла 61–70% внутригодовой вариабельности величины MoSR. Дифференцированные расчеты показали, температурная чувствительность почвенного дыхания, оцененная с помощью Q_{10} , также зависела от степени увлажнения того или иного года. Так, в засушливые годы температурная чувствительность MoSR дерново-подзолистой почвы была на 10–12% ниже, чем в нормальные по увлажнению го-

ды. Летом и зимой связи между MoSR и T_{air} не выявлены, в то время как в весенние и осенние месяцы изменение температуры воздуха объясняло 42–61% вариабельности среднемесячных потоков CO_2 из почв. Температурные коэффициенты дыхания дерново-слабоподзолистой почвы были больше в весенний период ($Q_{10} = 1.91–2.33$), чем в осенний ($Q_{10} = 1.74–2.11$). Вероятно, более слабая реакция величины MoSR под лесом на изменение температуры по сравнению с MoSR под лугом, выявленная для всех временных интервалов, связана с меньшим диапазоном изменения среднемесячных потоков CO_2 из почв под пологом леса и обусловлена его экранирующей ролью, ослабляющей распространение тепловых потоков.

Среднемноголетние годовые потоки CO_2 из почв под лесной и луговой растительностью значительно отличались между собой ($P < 0.001$) и составили 581 ± 54 и 727 ± 71 г $\text{C}/(\text{м}^2 \text{ год})$ соответственно. Влияние типа ценоза на суммарные потоки CO_2 из дерново-слабоподзолистой почвы проявлялось во все сезоны года, кроме зимнего, который отличался самой высокой межгодовой вариабельностью значений SeSR (39–44%). Около половины величины AnSR (43–47%) приходилось на дыхание почв в летний период. Однако в засушливые годы вклад летнего сезона мог опускаться до 30–31%, а доля зимних месяцев в эти годы возрастала до 17%. Наиболее стабильным показателем ($\text{CV} = 8\%$), характеризующим особенности сезонного распределения потоков CO_2 в пределах года, является вклад теплого периода (май–октябрь) в суммарный годовой поток CO_2 из почв, в среднем составлявший 73–77%. Поскольку теплый период практически совпадает с периодом активной вегетации растений, то мы можем рекомендовать использовать этот показатель для получения оценок годовых потоков CO_2 из почв на основе полевых определений, проведенных только в пределах вегетационного сезона. Учитывая высокую межгодовую вариабельность месячных и сезонных величин SR, получение реальных оценок сезонных и годовых потоков CO_2 из почв должно базироваться на многолетних рядах экспериментальных данных. Таким образом, расширение сети стационарных многолетних наблюдений за потоками CO_2 в экосистемах является необходимым условием для получения как более реалистичных оценок самих потоков, так и прогнозов отклика экосистем на текущие и будущие изменения климата.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы признательны сотрудникам Станции фоновый мониторинга (Данки, Серпуховский район, Московская область) любезно предоставившим данные метеорологических наблюдений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнялась в рамках государственного задания “Исследование почвенных предшественников, источников и стоков парниковых газов в связи с климатическими изменениями” (рег. № АААА-А18-118013190177-9) при финансовой поддержке полевых исследований из средств Программы Президиума РАН № 51 “Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования” (рег. № АААА-А18-118013190179-3).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Общая характеристика дерново-слабоподзолистой почвы (слой 0–10 см) под лесной и луговой растительностью.

Таблица S2. Статистические характеристики среднемесячной скорости дыхания почв лесного и лугового ценозов (21 год наблюдений).

Таблица S3. Статистические характеристики скорости дыхания почв лесного и лугового ценозов в различные сезоны года (21 год наблюдений).

Таблица S4. Статистические характеристики вклада (доли) различных сезонов в годовой поток CO₂ из почв лесного и лугового ценозов (21 год наблюдений).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ВМО Технический регламент: Общие метеорологические стандарты и рекомендуемые практики. Женева: ВМО, 2017. 71 с.
2. Гулёв С.К., Катцов В.М., Соломина О.Н. Глобальное потепление климата продолжается // Вестник РАН. 2008. № 1(78). С. 20–27.
3. Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой биологии. М.: Наука, 2003. 348 с.
4. Заварзин Г.А., Кудеяров В.Н. Почва как главный источник углекислоты и резервуар органического углерода на территории России // Вестник РАН. 2006. № 1(76). С. 14–29.
5. Замолодчиков Д.Г., Лопес де Гереню В.О., Иващенко А.И., Карелин Д.В., Честных О.В. Эмиссия углерода южными тундрами в холодный период года // Доклады Академии наук. 2000. № 5. С. 709–711.
6. Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Черенкова В.А. Динамика засух в европейской России в ситуации глобального потепления // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2007. № 21. С. 160–182.
7. Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г. Углеродный обмен в криогенных экосистемах. М.: Наука, 2008. 342 с.
8. Классификация и диагностика почв России. М.: Ойкумена, 2004. 342 с.
9. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 225 с.
10. Кудеяров В.Н., Хакимов Ф.И., Деева Н.Ф., Ильина А.А., Кузнецова Т.В., Тимченко А.В. Оценка дыхания почв России // Почвоведение. 1995. № 1. С. 33–42.
11. Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Розанова Л.Н., Мякшина Т.Н., Сапронов Д.В., Кудеяров В.Н. Многолетний мониторинг эмиссии CO₂ из дерново-подзолистой почвы: анализ влияния гидротермических условий и землепользования // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2007. Т. XXI. С. 23–44.
12. Ларионова А.А., Евдокимов И.В., Курганова И.Н., Сапронов Д.В., Кузнецова Л.Г., Лопес де Гереню В.О. Дыхание корней и его вклад в эмиссию CO₂ из почвы // Почвоведение. 2003. № 2. С. 183–194.
13. Махныкина А.В., Прокушкин А.С., Меняйло О.В., Верховец С.В., Тычков И.И., Урбан А.В., Рубцов А.В., Кошурникова Н.Н., Ваганов Е.А. Влияние климатических факторов на эмиссию CO₂ из почв в среднетаежных лесах Центральной Сибири: эмиссия как функция температуры и влажности почвы // Экология. 2020. № 1. С. 51–61.
14. Розгачева И.К. К проблеме прогноза изменений климата Земли // Климат и природа. 2012. № 1. С. 3–9.
15. Росгидромет Оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: техническое резюме. М.: Росгидромет, 2008. 89 с.
16. Росгидромет Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: общее резюме. М.: Росгидромет, 2014. 60 с.
17. Смагин А.В. Газовая функция почв // Почвоведение. 2000. № 10. С. 1211–1223.
18. Федоров-Давыдов Д.Г. Респираторная активность тундровых биогеоценозов и почв Колымской низменности // Почвоведение. 1997. № 3. С. 291–301.
19. Черенкова В.А., Золотокрылин А.Н. О сравнимости некоторых количественных показателей засухи // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. № 2. С. 79–94.
20. Adachi M., Ito A., Yonemura S., Takeuchi W. Estimation of global soil respiration by accounting for land-use changes derived from remote sensing data // J. Environ. Managem. 2017. V. 200. P. 97–104.
21. Bahn M., Reichstein M., Davidson E.A., Grünzweig J., Jung M., Carbone M.S., Epron D. et al. Soil respiration at mean annual temperature predicts annual total across vegetation types and biomes // Biogeosciences. 2010. V. 7. № 7. P. 2147–2157.
22. Bokhorst S., Phoenix G.K., Bjerke J.W., Callaghan T.V., Huyer-Brugman F., Berg M.P. Extreme winter warming events more negatively impact small rather than large soil fauna: shift in community composition explained by traits not taxa // Global Change Biology. 2012. V. 18. № 3. P. 1152–1162.
23. Bond-Lamberty B., Thomson A. A global database of soil respiration data // Biogeosciences. 2010. V. 7. № 6. P. 1915–1926.
24. Bond-Lamberty B., Thomson A. Temperature-associated increases in the global soil respiration record // Nature. 2010. V. 464. № 7288. P. 579–582.
25. Boone R.D., Nadelhoffer K.J., Canary J.D., Kaye J.P. Roots exert a strong influence on the temperature sen-

- sitivity of soil respiration // *Nature*. 1998. V. 396. № 6711. P. 570–572.
26. Davidson E.A., Janssens I.A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change // *Nature*. 2006. V. 440. № 7081. P. 165–173.
 27. FAO World reference base for soil resources 2014: international soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Rome: FAO, 2014.
 28. Friedlingstein P., Jones M.W., O'Sullivan M., Andrew R.M., Hauck J., Peters G.P., Peters W. et al. Global Carbon Budget 2019 // *Earth System Science Data*. 2019. V. 11. № 4. P. 1783–1838.
 29. Golovatskaya E.A., Dyukarev E.A. Carbon budget of oligotrophic mire sites in the Southern Taiga of Western Siberia // *Plant and Soil*. 2009. V. 315. № 1–2. P. 19–34.
 30. Groffman P.M., Rustad L.E., Templer P.H., Campbell J.L., Christenson L.M., Lany N.K., Soggi A.M. et al. Long-Term Integrated Studies Show Complex and Surprising Effects of Climate Change in the Northern Hardwood Forest // *BioScience*. 2012. V. 62. № 12. P. 1056–1066.
 31. Hardy J.P., Groffman P.M., Fitzhugh R.D., Henry K.S., Welman A.T., Demers J.D. et al. Snow depth manipulation and its influence on soil frost and water dynamics in a northern hardwood forest // *Biogeochemistry*. 2001. V. 56. № 2. P. 151–174.
 32. Henry H.A.L. Climate change and soil freezing dynamics: historical trends and projected changes // *Climatic Change*. 2008. V. 87. № 3–4. P. 421–434.
 33. Ivanov A.V., Braun M., Tataurov V.A. Seasonal and Daily Dynamics of the CO₂ Emission from Soils of Pinus koraiensis Forests in the South of the Sikhote-Alin Range // *Eurasian Soil Science*. 2018. V. 51. № 3. P. 290–295.
 34. Ivanov D., Tatarinov F., Kurbatova J. Soil respiration in paludified forests of European Russia // *J. Forestry Res.* 2019. <https://doi.org/10.1007/s11676-019-00963-4>
 35. Janssens I.A., Pilegaard K. Large seasonal changes in Q₁₀ of soil respiration in a beech forest // *Global Change Biology*. 2003. V. 9. № 6. P. 911–918.
 36. Jylhä K., Fronzek S., Tuomenvirta H., Carter T.R., Ruosteenoja K. Changes in frost, snow and Baltic sea ice by the end of the twenty-first century based on climate model projections for Europe // *Climatic Change*. 2008. V. 86. № 3–4. P. 441–462.
 37. Karelin D.V., Goryachkin S.V., Kudikov A.V., Lopes de Gerenyu V.O., Lunin V.N., Dolgikh A.V., Lyuri D.I. Changes in carbon pool and CO₂ emission in the course of postglacial succession on gray soils (Luvic Phaeozems) in European Russia // *Eurasian Soil Science*. 2017. V. 50. № 5. P. 559–572.
 38. Karelin D.V., Zamolodchikov D.G., Kaganov V.V., Pochikalov A.V., Ginarskii M.L. Microbial and Root Components of Respiration of Sod-Podzolic Soils in Boreal Forest // *Contemporary Problems of Ecology*. 2017. V. 10. № 7. P. 717–727.
 39. Kreyling J., Henry H. Vanishing winters in Germany: soil frost dynamics and snow cover trends, and ecological implications // *Climate Res.* 2011. V. 46. № 3. P. 269–276.
 40. Kuddeyarov V.N. Soil Respiration and Biogenic Carbon Dioxide Sink in the Territory of Russia: An Analytical Review // *Eurasian Soil Science*. 2018. V. 51. № 6. P. 599–612.
 41. Kuddeyarov V.N., Kurganova I.N. Respiration of Russian Soils: Database Analysis, Long-Term Monitoring, and General Estimates // *Eurasian Soil Science*. 2005. V. 38. № 9. P. 983–992.
 42. Kurbatova J., Tatarinov F., Molchanov A., Varlagin A., Avilov V., Kozlov D., Ivanov D., Valentini R. Partitioning of ecosystem respiration in a paludified shallow-peat spruce forest in the southern taiga of European Russia // *Environ. Res. Lett.* 2013. V. 8. № 4. 045028.
 43. Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Khoroshaev D., Blagodat'skaya E. Effect of snowpack pattern on cold-season CO₂ efflux from soils under temperate continental climate // *Geoderma*. 2017. V. 304. P. 28–39.
 44. Kurganova I.N., Rozanova L.N., Myakshina T.N., Kuddeyarov V.N. Monitoring of CO₂ emission from soils of different ecosystems in Southern part of Moscow region: data base analyses of long-term field observations // *Eurasian Soil Science*. 2004. V. 37. Suppl. 1. P. 74–78.
 45. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Myakshina T.N., Sapronov D.V., Kuddeyarov V.N. CO₂ emission from soils of various ecosystems of the Southern Taiga Zone: Data analysis of continuous 12-year monitoring // *Doklady Biological Sciences*. 2011. V. 436. № 1. P. 56–58.
 46. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Petrov A.S., Myakshina T.N., Sapronov D.V., Ableeva V.A., Kuddeyarov V.N. Effect of the observed climate changes and extreme weather phenomena on the emission component of the carbon cycle in different ecosystems of the southern taiga zone // *Doklady Biological Sciences*. 2011. V. 441. № 1. P. 412–416.
 47. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Gallardo Lancha J.F., Oehm P.T. Evaluation of the rates of soil organic matter mineralization in forest ecosystems of temperate continental, mediterranean, and tropical monsoon climates // *Eurasian Soil Science*. 2012. V. 45. № 1. P. 68–79.
 48. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Myakshina T.N., Sapronov D.V., Savin I.Y., Shorohova E.V. Carbon Balance in Forest Ecosystems of Southern Part of Moscow Region under a Rising Aridity of Climate // *Contemporary Problems of Ecology*. 2017. V. 10. № 7. P. 748–760.
 49. Kurganova I.N., Kuddeyarov V.N. Ecosystems of Russia and Global Carbon Budget // *Science in Russia*. 2012. № 5. P. 25–32.
 50. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O. Contribution of abiotic factors to CO₂ emission from soils in the freeze–thaw cycles // *Eurasian Soil Science*. 2015. V. 48. № 9. P. 1009–1015.
 51. Larionova A.A., Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Zolotareva B.N., Yevdokimov I.V., Kuddeyarov V.N. Carbon dioxide emissions from agrogray soils under climate changes // *Eurasian Soil Science*. 2010. V. 43. № 2. P. 168–176.
 52. Lopes de Gerenyu V.O., Kurganova I.N., Rozanova L.N., Kuddeyarov V.N. Annual emission of carbon dioxide from soils of the Southern Taiga soils of Russia // *Eurasian Soil Science*. 2001. V. 34. P. 931–944.
 53. Lopes de Gerenyu V.O., Kurganova I.N., Khoroshaev D.A. The Effect of Contrasting Moistening Regimes on CO₂ Emission from the Gray Forest Soil under a Grass Vegetation and Bare Fallow // *Eurasian Soil Science*. 2018. V. 51. № 10. P. 1200–1213.
 54. Meyer N., Welp G., Amelung W. The Temperature Sensitivity (Q₁₀) of Soil Respiration: Controlling Factors and Spatial Prediction at Regional Scale Based on En-

- vironmental Soil Classes // *Global Biogeochemical Cycles*. 2018. V. 32. № 2. P. 306–323.
55. *Osipov A.F.* Carbon emission from the soil surface in a mature blueberry pine forest of the middle taiga (Republic of Komi) // *Eurasian Soil Science*. 2016. V. 49. № 8. P. 926–933.
 56. R Core Team R: A language and environment for statistical computing. Vienna: R Foundation for Statistical Computing, 2018.
 57. *Raich J.W., Potter P.S.* Global patterns of carbon dioxide emissions from soils // *Global Biogeochemical Cycles*. 1995. V. 9. № 1. P. 23–36.
 58. *Raich J.W., Potter P.S., Bhagawati D.* Interannual variability in global soil respiration, 1980–94 // *Global Change Biol.* 2002. V. 8. № 8. P. 800–812.
 59. *Raich J.W., Schlesinger W.H.* The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate // *Tellus B*. 1992. V. 44. № 2. P. 81–99.
 60. *Reichstein M., Beer P.* Soil respiration across scales: The importance of a model–data integration framework for data interpretation // *J. Plant Nutrition Soil Sci.* 2008. V. 171. № 3. P. 344–354.
 61. *Schlesinger W.H., Andrews J.A.* Soil respiration and global carbon cycle // *Biogeochemistry*. 2000. V. 48. № 1. P. 7–20.
 62. *Sitch S., Friedlingstein P., Gruber N., Jones S.D., Murray-Tortarolo G., Ahlström A., Doney S.P., Graven H., Heinze P. et al.* Recent trends and drivers of regional sources and sinks of carbon dioxide // *Biogeosciences*. 2015. V. 12. № 3. P. 653–679.
 63. *Tarkhov M.O., Matyshak G.V., Ryzhova I.M., Goncharova O.Y., Bobrik A.A., Petrov D.G., Petrzhik N.M.* Temperature Sensitivity of Soil Respiration in Palsa Peatlands of the North of Western Siberia // *Eurasian Soil Science*. 2019. V. 52. № 8. P. 945–953.
 64. *Vygodskaya N.N., Varlagin A.V., Kurbatova Y.A., Ol'chev A.V., Panferov O.I., Tatarinov F.A., Shalukhina N.V.* Response of taiga ecosystems to extreme weather conditions and climate anomalies // *Doklady Biological Sciences*. 2009. V. 429. № 1. P. 571–574.
 65. *Wang W., Peng S., Wang T., Fang J.* Winter soil CO₂ efflux and its contribution to annual soil respiration in different ecosystems of a forest-steppe ecotone, north China // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 42. № 3. P. 451–458.
 66. *Xu M., Shang H.* Contribution of soil respiration to the global carbon equation // *J. Plant Physiology*. 2016. V. 203. P. 16–28.
 67. *Zamolodchikov D.G., Karelin D.V.* An empirical model of carbon fluxes in Russian tundra // *Global Change Biology*. 2001. V. 7. № 2. P. 147–161.
 68. *Zhou Z., Xu M., Kang F., Sun O.J.* Maximum temperature accounts for annual soil CO₂ efflux in temperate forests of Northern China // *Scientific Reports*. 2015. V. 5. № 1. 12142.

Analysis of the Long-Term Dynamics of Soil Respiration in Forest and Meadow Cenoses of the Prioksko-Terrasny Biosphere Reserve in the Perspective of Current Climatic Trends

I. N. Kurganova¹*, V. O. Lopes de Gerenyu¹, D. A. Khoroshaev¹, T. N. Myakshina¹,
D. V. Sapronov¹, V. A. Zhmurin¹, and V. N. Kudryarov¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

*e-mail: ikurg@mail.ru

A paired analysis of current climatic trends and dynamics of soil respiration (soddy-slightly podzolic soil, Retisol Arenic) in forest and meadow cenoses in the Prioksko-Terrasny Biosphere Reserve (southern part of Moscow region) was carried out. During the observation period (1998–2018), distinct trends of an increase in the average annual air temperature (T_{air}) and aridity of the summer period and a decrease in the duration of stable snow cover were revealed. Over the past 21 years, we have also observed a general tendency of a decrease in the total CO₂ fluxes from Retisol Arenic in forest and meadow cenoses for all calendar seasons and throughout the year. In dry years, the temperature sensitivity of soils expressed through the Q₁₀ coefficient was 10–12% lower than in years with normal moistening. There were significant ($P < 0.05$) linear trends of the decrease in annual and autumn CO₂ fluxes from the soils in both cenoses. The mean long-term values of annual soil respiration (AnSR) in forest and meadow cenoses amounted to 581 ± 54 and 727 ± 71 g C/(m² year), respectively; their interannual variability was 20–22%. The closest relationship was revealed between the AnSR and the summer hydrothermal coefficient, explaining 51–56% of the variance of annual CO₂ fluxes from soils. The warm season (May–October), which coincides with the period of vegetation activity, contributed 73–77% to the annual soil respiration. At the same time, the share of the cold period (November–April) in the annual CO₂ flux from soils in some years could reach 38–39%. To obtain more realistic estimates of the CO₂ fluxes from soils and to predict ecosystem responses to current and future climate changes, the expansion of the network of the stationary long-term year-round soil respiration observations is strongly required.

Keywords: CO₂ flux from soils, interannual variability, temperature coefficient Q₁₀, droughts, weather anomalies, Retisol Arenic, southern part of Moscow Region

УДК 634.4

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ КАК ФАКТОР НЕОДНОРОДНОСТИ АГРОСЕРОЙ ПОЧВЫ

© 2020 г. О. И. Худяков^{а, *}, В. М. Алифанов^а, П. А. Плетнев^б,
А. Ю. Овчинников^а, О. В. Решоткин^а, А. В. Бухонов^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия

^бФедеральный научный центр гигиены им. Ф.Ф. Эриссара Роспотребнадзора,
ул. Семашко, 2, Мытищи, Московской область, 141014 Россия

*e-mail: oix@rambler.ru

Поступила в редакцию 20.03.2020 г.

После доработки 18.04.2020 г.

Принята к публикации 27.04.2020 г.

Использование метода выделения палеокриогенных форм микрорельефа по морфоизографам нулевой кривизны позволило на экспериментальном участке агроландшафта на юге Московской области выявить полигонально-блочный микрорельеф (понижения и повышения, склоны, полосы стока), формирующие элювиальные, трансэлювиальные, трансаккумулятивные агроландшафты. Структура почвенного элювиального агроландшафта включает элементарные почвенные ареалы несмытых, слабосмытых, среднесмытых и намытых почв. В агроландшафте преобладает ареал несмытой почвы. Структура почвенного покрова трансэлювиального агроландшафта вместе с понижениями включает элементарные почвенные ареалы слабосмытых, среднесмытых, сильносмытых, смыто-намытых и намытых почв. В агроландшафте преобладает ареал слабосмытой почвы. Структура почвенного покрова трансаккумулятивного агроландшафта включает элементарные почвенные ареалы слабосмытых, среднесмытых, сильносмытых, смыто-намытых и намытых почв. В агроландшафте преобладает ареал сильносмытой почвы. При сельскохозяйственном использовании около 200 лет в элювиальном, трансэлювиальном и трансаккумулятивном агроландшафтах палеокриогенный микрорельеф, сформированный палеокриогенными процессами, явился начальным механизмом формирования элементарных почвенных ареалов с различной степенью смытости. В элементарных почвенных ареалах почв с различной степенью смытости верхних горизонтов на поверхности отмечены выходы нижележащих горизонтов различного гранулометрического состава. В одном случае эрозионные потоки обнажили нижележащий под смытым горизонтом средний суглинок, в другом – легкую глину, а в третьем – тяжелый суглинок, сформировав, таким образом, на участке комплексную структуру пахотного горизонта на уровне разновидности.

Ключевые слова: палеокриогенез, элементарный почвенный ареал, агроландшафт

DOI: 10.31857/S0032180X20100093

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в сельскохозяйственном производстве рекомендована агроландшафтная система земледелия [16], в которой реальным объектом земледелия принята почвенная разновидность. В комплексной структуре почвенного покрова агроландшафтная система земледелия призвана учитывать все разнообразие свойств почв и режимов почвенных разновидностей. Особое внимание должно быть уделено изучению неоднородностей свойств почв и режимов внутри каждого поля [14]. В этой связи оценка неоднородности почвенного покрова, в частности, агрофизических свойств почв каждого поля, является одной из важных задач в современном земледелии [36].

С другой стороны, при неоднородности комплексного почвенного покрова необходимо учитывать агрономическую однородность свойств почв и режимов разновидностей с целью возможного применения однотипных технологий и оптимальных сроков их применения [37]. В последние годы при изучении пространственной изменчивости свойств почв, в том числе агросерых почв, стали использоваться методы геоморфометрии и цифрового картографирования [11]. Необходимо отметить, что почвы европейской территории России прошли стадию палеокриогенеза [2–6, 9]. С теоретических позиций актуальность работы определяется важностью проблемы выявления роли палеокриогенеза в формировании разновидностей почв

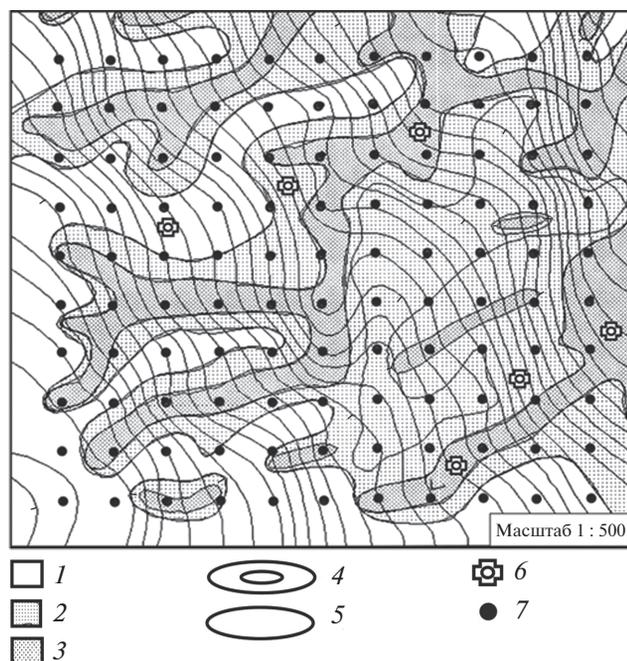


Рис. 1. Палеокриогенные формы микрорельефа экспериментального участка и опорные разрезы: 1 – платообразные участки, 2 – склоны, 3 – полосы стока, 4 – замкнутые понижения, 5 – замкнутые повышения, 6 – опорные разрезы, 7 – прикопки. Горизонталы проведены через 5 см.

в условиях комплексного почвенного покрова при сельскохозяйственном использовании современных агросерых почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследований явились агросерые почвы [17, 29] южного Подмоскovie, относящиеся к западной части Среднерусской провинции северных отрогов Средне-Русской возвышенности. Рельеф холмисто-увалистый с глубоко расчлененной поверхностью. Исследования проводили на территории Почвенно-экологической станции Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, в 2 км к западу от г. Пушкино. На территории станции преобладает ярко выраженный палеокриогенный бугристо-западинный микрорельеф [2]. На момент исследования агросерые почвы находились в режиме пашни более 200 лет.

Исследования проводили на экспериментальном участке площадью 1 га (100 × 100 м), который располагался в средней части пологого склона (уклон менее 1°). На участке проводили топографическую съемку в масштабе 1 : 500. На картах изолинии проводили через каждые 5 см. В результате выявили микрорельеф с относительными превышениями высот до 180 см (рис. 1). С помощью метода морфоизограф на топографической

основе выделили элювиальные, трансэлювиальные и трансаккумулятивные элементарные агроландшафты. Полученную топографическую основу сканировали и оцифровывали с помощью программы EasyTrace7.

Экспериментальную площадку разделили на квадраты с шагом 8 м, в углах каждого квадрата закладывали прикопки до глубины 70–90 см (всего 110).

С помощью метода сплошной и профильной съемки установили границы распространения разностей агросерых почв по степени смытости и намытости, затем составляли почвенную карто-схему в масштабе 1 : 500.

При проведении почвенного картирования агросерых почв использовали методику Алифанова [2]. Такой подход позволяет выделять почвенные разности по степени смытости: несмытые, слабосмытые, среднесмытые, сильносмытые, намытые, смыто-намытые. На каждой из выделенных почвенных разностей по степени смытости закладывали почвенный разрез до глубины 2.5 м, нижнюю часть разреза бурили до 3.0 м. В каждом разрезе отобрали образцы почв для лабораторных исследований. Отбор образцов проводили через каждые 5 см до глубины 40 см, ниже 40 см образцы отбирали каждые 10 см до дна разреза.

Компьютерное картирование проводили с помощью пакета программ ArcGis 8.0. Материалы статистически обрабатывали методами вариационной статистики [13]. Данные полевых измерений обрабатывали с помощью программ Statistica 6.0 и Excel. В полевых условиях проводили морфологическое описание почв. В лабораторных условиях определяли физические [8, 15] и химические [7] свойства почв. Гранулометрический состав определяли пиррофосфатным методом, рН водной вытяжки – потенциометрическим методом, углерод органического вещества – методом И.В. Тюрина, содержание карбонатов – ацидиметрическим методом.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Палеокриогенез – это изменение свойств почв и режимов на уровне микрорельефа, агроландшафта, структуры почвенного покрова, профиля и генетического горизонта почвы под действием нулевых и отрицательных температур и льдистости в плейстоцен-голоценовый период при промерзании, протаивании и пребывании почвы в талом состоянии.

Палеокриогенные формы микрорельефа экспериментального участка агроценоза. Применение метода морфоизограф нулевой кривизны при картировании экспериментального участка позволило выделить различные формы палеокрио-

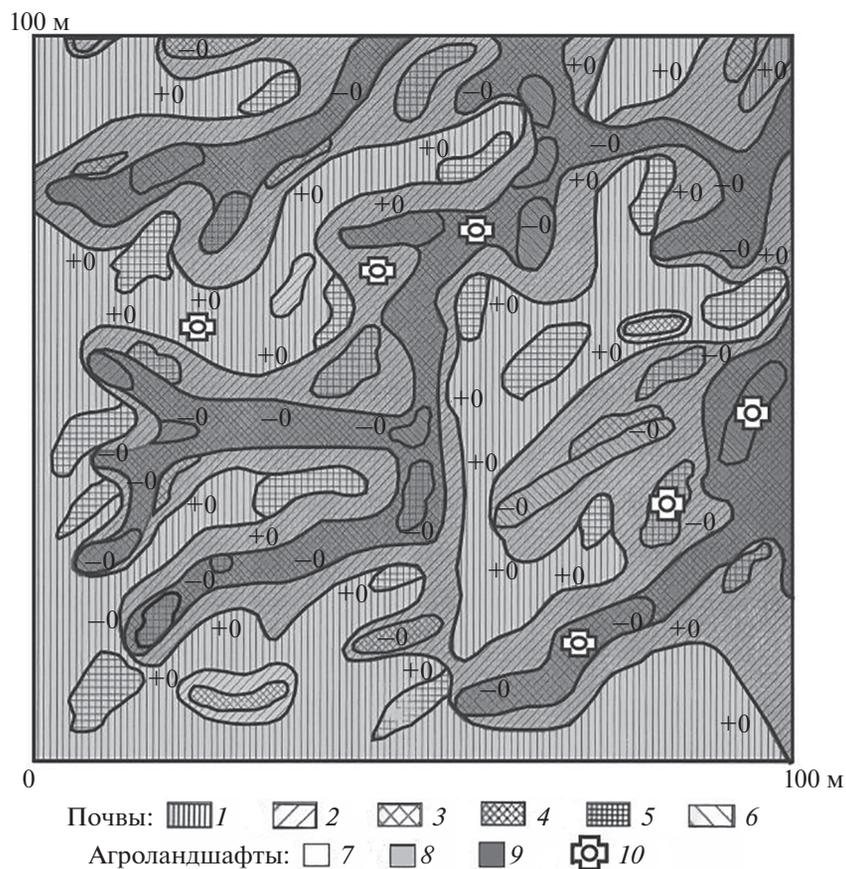


Рис. 2. Почвы, агроландшафты и опорные разрезы агроценоза: 1 – несмытая почва, 2 – слабосмытая почва, 3 – среднесмытая почва, 4 – сильносмытая почва, 5 – намытая почва, 6 – смыто-намытая почва, 7 – элювиальный, 8 – транселювиальный, 9 – трансаккумулятивный, 10 – опорные разрезы.

генного микрорельефа [32, 33]. К палеокриогенным формам микрорельефа относятся платообразные участки полигонально-блочных структур, трещины, микропонижения, микроповышения, склоны и полосы стока (рис. 1). Полигонально-блочная структура – это ровная территория, ограниченная по периметру морфоизографой $+0$. В микрорельефе эта линия характеризует границу перехода от ровной площади к склону. Склоны в микрорельефе – это пространство между морфоизографами $+0$ и -0 . Полосы стока – это пространство между морфоизографами -0 и -0 .

Палеокриогенные формы микрорельефа как фактор формирования агроландшафтов. Элювиальный агроландшафт в рельефе местности – это платообразное водораздельное пространство, на котором нет стока (рис. 2). Однако в некоторых местах участка отмечаются понижения. В настоящее время диаметр этих понижений достигает 6–16 м, а длина до 26 м. По-видимому, это были самые глубокие понижения, достигавшие 1 м и более. За время сельскохозяйственного использования агросерых почв относительное превышение днища понижений над ее бортами достигло 30–40 см,

что дало основу развития плоскостного смыва мелкозема с бортов понижений и развитие ручейковой эрозии на бортах в сторону дна понижения. Структуру элювиального агроландшафта слагают несмытые, слабо-, средне- и сильносмытые и намытые почвы. В агроландшафте преобладает элементарный почвенный ареал (ЭПА) с несмытой почвой.

Транселювиальный агроландшафт в микрорельефе занимает пологие склоны. Здесь отмечаются замкнутые повышения и понижения. Транселювиальный агроландшафт слагают несмытые, слабо-, средне-, сильносмытые и намытые почвы. Преобладает ЭПА со слабосмытой почвой.

Трансаккумулятивный агроландшафт в микрорельефе местности занимает палеокриогенные трещины и полосы стока. По конфигурации расположение трещин имеет гексагональную форму [3, 9]. Структуру трансаккумулятивного агроландшафта слагают ЭПА сильно- и среднесмытых и намытых почв. Преобладает ЭПА сильносмытой почвы. Столь сложное строение трансаккумулятивного агроландшафта объясняется стадийностью формирования намытых и смытых почв. В начальный период сельскохозяйственного использования почв

преобладал трансаккумулятивный процесс переноса и аккумуляции мелкозема в нижних частях полос стока на более выровненных участках. Когда высота отложения мелкозема достигла уровня водотока, возникла запруда. Возникновение запруды из мелкозема явилось началом смыва почвы вниз по направлению стока. С этого момента мелкозем запруды стал смываться, а трансаккумулятивный агроландшафт стал постепенно превращаться в полосу стока. Остатки мелкозема бывших трансаккумулятивных процессов в форме намытых бугорков отмечаются в современных полосах стока.

Преобладание в трансаккумулятивном агроландшафте сильносмытой почвы объясняется ежегодной вспашкой, дискованием и боронованием в период сельскохозяйственного использования. Сельскохозяйственная обработка резко снижала противоэрозионную устойчивость и увеличивала вынос мелкозема с поверхностным стоком, что в итоге изменило свойства почвы [34].

Полосы стока. Со временем при протаивании снега весенний сток и осадки теплого периода года переработали стенки криогенных трещин, превратив трещины в рельефе агроландшафта в широкие полосы стока. Полосы стока — это зона выноса и развития аккумуляции мелкозема в отдельных выровненных местах. В настоящее время мощность смытого слоя почвы здесь достигает 30–40 см, а в некоторых случаях 50–60 см и более. Аналогичная закономерность развития эрозионных процессов при сельскохозяйственном использовании агросерых почв отмечается и в других регионах России [10].

Замкнутые понижения отмечаются на всех выделенных агроландшафтах (рис. 1). На экспериментальном участке присутствуют замкнутые понижения двух типов. Первый тип наблюдается, как правило, в трансаккумулятивном агроландшафте. Это часть полосы стока, вытянутая вдоль склона, а нижняя ее часть, по той или иной причине, перекрыта материалом эрозионного потока, образовав поперечную перемычку. В верхней и средней частях такого рода замкнутых понижений формируются сильносмытые агросерые почвы.

Второй тип замкнутых понижений сформирован на выровненных и пологонаклоненных участках. В настоящее время днища западин пересекают выровненные пространства блочных структур. Выявленные полигональные блочные структуры — это реликтовый микрорельеф плейстоценовых криогенных процессов, сформировавших полигонально-блочный микрорельеф [2]. Образованные таким механизмом западины напоминают замкнутые блюдцеобразные понижения. Относительное превышение поверхности блочных структур над днищем западин достигает 35–50 см.

Таким образом, структуру почвенного покрова каждого агроландшафта составляет сочетание почв с

различной степенью нарушения эрозионными процессами.

Палеокриогенез как фактор формирования морфологических особенностей профилей почв в агроландшафтах. Несмытые агросерые почвы занимают плоские водораздельные поверхности. На них хорошо выражена блочная полигональность. Вершины блоков слабо заметны, они округлой формы. Межблочные трещины оплывли и представляют собой вытянутые неглубокие ложбины. Относительное превышение блока и межблочья достигает 34 см, иногда больше. В почвах элювиального агроландшафта, приуроченных к блочным палеокриогенным структурам, отмечаются четырехчленные отложения. Верхний слой до глубины 30 см представлен средним суглинком (рис. 3). На глубине 30–100 см находится тяжелый суглинок, который сменяется с глубины 100 см легкой глиной. Легкая глина на глубине 240 см сменяется тяжелым суглинком, который отмечается до глубины 300 см. Пахотный горизонт намытой агросерой почвы при распашке на глубину 30 см представлял собой перемешанные верхние генетические горизонты суглинистой почвы. При переходе вспашки до глубины 20 см в слое 20–30 см почва уплотнилась, и сформировалась плужная подошва (разрез 1). В профиле несмытой агросерой почвы ниже подпахотного горизонта залегают горизонты Aha, AhaBt1, Bt2, Bt3 и BC.

Слабосмытые агросерые почвы занимают трансэлювиальный агроландшафт. Они отмечены и в трансаккумулятивном агроландшафте. В элювиальном агроландшафте слабосмытые агросерые почвы занимают склоны палеокриогенных понижений. Слабосмытые агросерые почвы слагают девятичленные отложения различного гранулометрического состава. На глубине 0–25 и 140–160 см отмечается средний суглинок. В профиле слабосмытой агросерой почвы тяжелый суглинок отмечается на глубине 25–50, 70–90, 100–140 и 220–300 см. В профиле почвы тяжелый суглинок подстилается легкой глиной на глубине 50–70, 90–100 и 160–220 см. В ЭПА слабосмытой агросерой почвы эрозионные процессы смыли часть верхнего среднесуглинистого пахотного горизонта. В этих почвах ежегодная вспашка на глубину 30 см припахивала 5 см нижележащего тяжелого суглинка (разрез 2), компенсируя верхний слой 0–5 см пахотного горизонта, смытый эрозионными процессами. В слабосмытых почвах пахотным горизонтом является средний суглинок. В профиле слабосмытой агросерой почвы ниже подпахотного горизонта отмечаются горизонты Aha, AhaBt, Bt1, Bt2, Bt3 и BC.

Среднесмытые агросерые почвы формируются на склонах в условиях развитых эрозионных процессов. Эти почвы не образуют сплошного ареала,

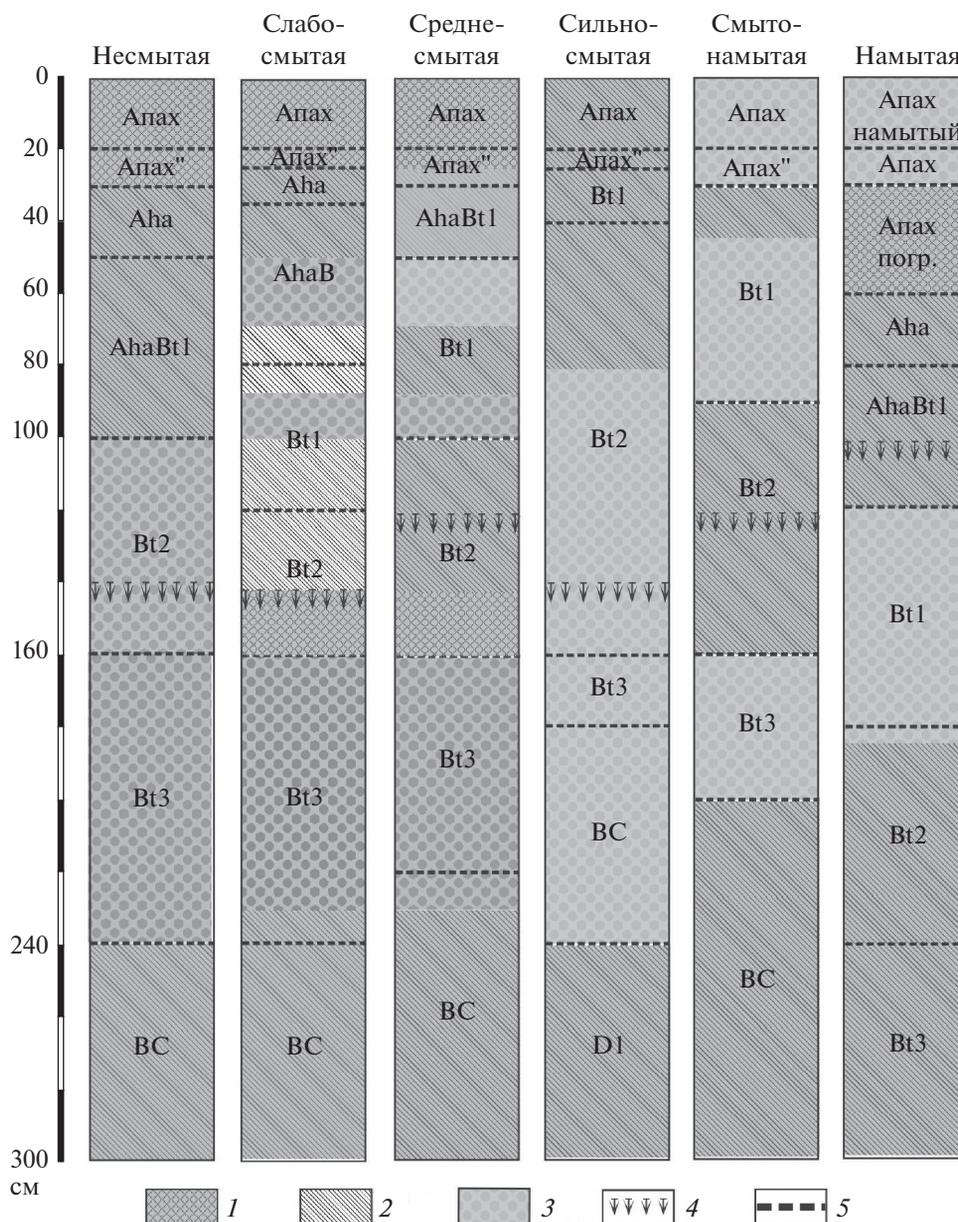


Рис. 3. Генетические горизонты агросерых почв и гранулометрический состав фрагментов почв плейстоценового периода почвообразования: 1 – средний суглинок, 2 – тяжелый суглинок, 3 – легкая глина, 4 – граница аккумуляции карбонатов, 5 – границы почвенных горизонтов.

а вкраплены в рельеф в виде небольших эллипсоидных пятен. На этих участках эрозийными процессами смыты верхние горизонты почвы, в результате чего пахотным горизонтом является второй гумусовый горизонт, а на отдельных участках к нему припахивается горизонт АпаВt1. Агросерые почвы слагают девятичленные отложения. Верхний 0–25 см слой представлен средним суглинком. Ниже глубины 25 см средний суглинок сменяется тяжелым суглинком. Тяжелый суглинок отмечается на глубинах 25–50, 70–90, 100–140 и 220–300 см. На глубине 140–160 см выделяется средний суглинок. Слой тяжелого суглинка раз-

деляется легкой глиной на глубинах 50–70, 90–100 и 160–220 см. При вспашке на глубину 20 см пахотным горизонтом среднесмытой агросерой почвы является средний суглинок. При вспашке на глубину 30 см к пахотному горизонту припахивался нижележащий тяжелый суглинок. В профиле среднесмытой агросерой почвы ниже подпахотного горизонта отмечаются горизонты АпаВt1, Вt1, Вt2, Вt3 и ВС (рис. 3).

Сильносмытые агросерые почвы формируются на эрозийных полосах стока по месту криогенных трещин полигонов. Контуры сильносмытых почв врезаны на глубину 30–50 см, а в отдель-

ных местах до 60–70 см. В пахотных серых почвах верхняя среднесуглинистая часть профиля почвы смыта эрозионными процессами. В профиле таких почв пахотный слой представлен нижележащим тяжелым суглинком. В сильноосмытых агросерых почвах тяжелый суглинок на глубине 80 см сменяется легкой глиной. В свою очередь легкая глина на глубине 240 см сменяется тяжелым суглинком. Профиль, включая генетические горизонты сильноосмытой почвы, представлен трехчленной слоистой текстурой. В профиле сильноосмытой агросерой почвы ниже подпахотного горизонта отмечаются горизонты Bt1, Bt2, Bt3, BC и D (рис. 3).

Смыто-намытая почва формируется в полосах стока в нижних ее элементах. Отличительной особенностью смыто-намытой агросерой почвы является то, что приносимый с вышележащих по рельефу почв мелкозем откладывается на участке с сильноосмытой почвой. В смыто-намытой почве пахотный горизонт представлен намытым мелкоземом. В отдельных местах мощность намытого мелкозема может достигать 30 см. Однако в местах, где приход мелкозема ограничен, мощность намытого мелкозема может достигать 5–10 см, и, тогда пахотный горизонт представляет собой смесь намытого мелкозема с горизонтом Bt1. В данном случае приведено описание разреза смыто-намытой почвы, в котором мощность намытого мелкозема достигает 30 см. В смыто-намытой агросерой почве пахотный слой (0–20 см) и подпахотная плужная подошва (20–30 см) представлены легкой глиной. Ниже по профилю почвы на глубине 45–90 и 160–200 см отмечаются слои легкой глины, а на глубине 30–45, 90–160 и 200–300 см – слои тяжелого суглинка. В смыто-намытой агросерой почве ниже подпахотного горизонта выделяются горизонты Bt1, Bt2, Bt3 и BC (рис. 3).

Профиль намытой почвы представлен шести-членной слоистой текстурой. Намытая агросерая почва отличается тем, что на несмытую пахотную агросерую тяжелосуглинистую почву намывается мелкозем легкой глины. Мощность намытого мелкозема достигает 30 см. В результате пахотный горизонт и плужная подошва представляют собой мелкозем легкой глины. Профиль почвы, включая намытый слой легкой глины, представлен пятичленной слоистой текстурой. В намытой агросерой почве ниже подпахотного горизонта выделяются горизонты Aпах, погр, Aha, AhaBt1, Bt1, Bt2, Bt3 Bt1, Bt2 и Bt3 (рис. 3).

Карбонаты. По содержанию карбонатов исследуемые агросерые почвы делятся на карбонатные и бескарбонатные. К карбонатным агросерым почвам отнесены почвы блочных структур элювиального агроландшафта, в которых карбонаты отмечаются в профиле почвы ниже 80–100 см. Наличие карбонатов в нижних слоях современных аг-

росерых почв дает основание говорить, с одной стороны, об элювиально-иллювиальных процессах перераспределения карбонатов, о выщелачивании карбонатов из верхних горизонтов и миграции их в нижние. С другой стороны, присутствие карбонатов и равномерное распределение в различных по гранулометрическому составу слоях (Bt1, Bt2 и Bt3) свидетельствует о том, что эта часть профиля почвы, состоящая из мелкозема почв плейстоценового периода почвообразования, сформировалась в период межледникового климатического оптимума, при степном типе почвообразования. Она была разрушена, перенесена и перетолжена флювиогляциальными водами при неоднократном наступлении и отступлении ледника.

Для верхней, бескарбонатной части профиля почвы пологих склонов и полос стока трансэлювиального и трансаккумулятивного агроландшафтов характерна кислая реакция среды.

Распределение органического углерода в почвах. По содержанию органического углерода профили исследуемых почв можно поделить на верхнюю часть, в которой углерод современного почвообразования наложился на мелкозем палеопочвы, переотложенный перегляциальными водами. В верхней части профиля несмытых агросерых почв содержание органического углерода снижается от 1.15 в слое 0–5 см до 0.12% на глубине 90–100 см. В нижележащих слоях почвы, различных по гранулометрическому составу до глубины 3.0 м, содержание органического углерода изменяется от 0.09 до 0.06%.

В слабоосмытых почвах содержание органического углерода уменьшается постепенно от 1.14 на глубине 5 см до 0.11% на глубине 220 см. А в нижележащих слоях профиля изменяется в пределах от 0.06 до 0.08%. Глубокое проникновения гумуса объясняется тем, что почвенным разрезом была вскрыта трещина, засыпанная мелкоземом гумусового горизонта.

В среднесмытых агросерых почвах содержание органического углерода уменьшается от 1.1 на глубине 0–20 см до 0.17% на глубине 120–140 см. До глубины 3 м содержание органического углерода изменяется в пределах от 0.06 до 0.03%.

В сильноосмытых почвах количество органического углерода снижается от 0.8 на глубине 0–20 см до 0.17% на глубине 90–100 см, достигая минимальных значений 0.05% на глубине 280–300 см.

В смыто-намытых почвах содержание органического углерода постепенно уменьшается от 1.22 на глубине 0–5 см до 0.12% на глубине 80–90 см; ниже по профилю почвы – от 0.08 на глубине 90–100 см до 0.05% на глубине 280–300 см.

В намытых почвах содержание органического углерода постепенно уменьшается с 1.28 на глубине 0–5 см до 0.11% на глубине 240–260 см; ниже

по профилю почвы — до 0.06% на глубине 260–300 см. Содержание и характер распределения органического углерода в намывных почвах аналогичны слабосмытым почвам.

Морфологическое описание почвенных припок и опорных разрезов, заложенных на палеокриогенных формах микрорельефа экспериментального участка, и данные лабораторных исследований свидетельствуют о сложной истории формирования современной агросерой почвы в условиях палеокриогенеза на уровне структуры почвенного покрова, морфологии и свойств в плейстоценовый и голоценовый периоды.

Выявленные палеокриогенные формы микрорельефа явились природным механизмом в формировании комплексной структуры почвенного покрова агроценоза на уровне элювиального, трансэлювиального и трансаккумулятивного агроландшафтов. Для каждого из выделенных агроландшафтов характерно определенное сочетание эрозионно-нарушенных почв.

В формировании морфологических профилей почв в условиях палеокриогенеза можно выделить три периода.

Первый период связывается с формированием минерального профиля исследуемых почв. В современной агросерой почве выделяется карбонатная часть профиля и бескарбонатная. Наличие в профиле почвы карбонатов, преобладание в гранулометрическом составе крупнопылевых фракций, щелочная реакция среды и равномерное распределение органического углерода в толще отложений свидетельствует о том, что этот слой сформировался при разрушении, переносе и аккумуляции мелкозема почвы степного типа почвообразования перегляциальными водами при отступлении ледника в плейстоцен-голоценовое время. Эта криоаридная карбонатная почва погребена в исследуемых почвах на глубине ниже 80–180 см.

Верхнюю часть профилей исследуемых почв до глубины 80–180 см слагают от 2 до 7 слоев разного гранулометрического состава. В каждом слое отсутствуют карбонаты, кислая реакция среды, равномерное распределение органического углерода. Такое распределение признаков в профиле исследуемых почв указывает на то, что эти слои сформировались при разрушении, переносе и аккумуляции мелкозема почвы криогумидного типа почвообразования перегляциальными водами при неоднократном наступлении и отступлении ледника.

Гранулометрический состав почв. Принято считать, что почвообразующей породой серых лесных почв являются покровные лёссовидные суглинки. В свою очередь, они рассматриваются как продукт флювиогляциальных процессов, как эоловые и де-

лювиальные образования, как продукты переработки морены солифлюкционными и нивальными процессами [18, 19, 23–28, 30, 31].

По данным гранулометрического состава, агросерые почвы представлены средними и тяжелыми суглинками, а также легкой глиной. Характерной чертой агросерых почв является преобладание крупнопылевой фракции, составляющей 43–58% от общей массы. Содержание илстой фракции может достигать 30–35%, при этом в гранулометрическом составе практически отсутствуют фракции крупного и среднего песка.

В формировании гранулометрического состава покровных лёссовидных суглинков особую роль сыграло валдайское (последнее) оледенение, в условиях которого был широко развит палеокриогенез [2]. По исследованиям [20–28] конечным продуктом выветривания в условиях криогенеза (периодическое промерзание–протаивание) является фракция крупной пыли. Это свидетельствует о том, что в четвертичный период ведущим процессом в выветривании пород был палеокриогенез. Высказанное положение о ведущем криогенном процессе выветривания пород подтверждают данные гранулометрического состава исследуемых почв. В гранулометрическом составе почв разной степени смытости преобладает фракция крупной пыли. Ее содержание до глубины 3 м остается примерно постоянным во всех выявленных слоях профиля почвы по грансоставу.

Анализируя гранулометрический состав почв с различной степенью эродированности, можно заключить, что профиль исследованных почв представлен слоистыми отложениями, выполненными средними и тяжелыми суглинками, а также легкими глинами. В профиле почв характер залегания слоев различного гранулометрического состава носит линзовидный прерывистый характер, при котором на одной и той же глубине можно встретить в одном месте легкую глину, а в другом — средний или тяжелый суглинок. Формирование слоистых отложений разного состава мы связываем с разрушением почвенного покрова, переносом и аккумуляцией мелкозема почв, сформированных в межледниковые периоды, флювиогляциальными водами при неоднократном наступлении и отступлении ледника.

Различие по гранулометрическому составу отложений объясняется различной скоростью потока перегляциальных вод. Увеличение скорости перегляциального потока сопровождалось выпадением в осадок облегченного суглинистого осадка, а замедление скорости перегляциального потока — формированием глинистого осадка [18, 19].

Второй период развития серой лесной почвы связывается с наложением продуктов почвообразования голоценового периода на слоистый ми-

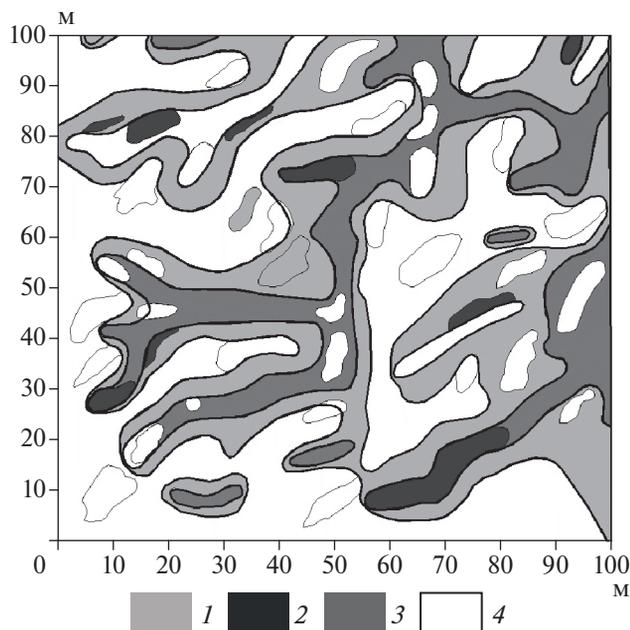


Рис. 4. Количество смытого мелкозема и смытого гумуса с почв разной смытости. Мелкозем: 1 – 1300 т/га, слабосмытая почва; 2 – 2860 т/га, среднесмытая почва; 3 – 5996 т/га, сильносмытая почва; 4 – почвы, не подверженные смыву. Гумус: 1 – 28 т/га, слабосмытая почва; 2 – 60 т/га, среднесмытая почва; 3 – 85 т/га, сильносмытая почва; 4 – почвы, не подверженные смыву.

неральный профиль фрагментов почв предшествующих стадий [2–6]. Относительно слоистости профиля агросерых почв есть концепция, по которой некоторые почвенные горизонты, входящие в систему иллювиальных, сами являются самостоятельными почвенными образованиями, состоящие из 2–3 парагенетических горизонтов, в основном гумусового, подгумусового и иногда горизонта С. Эти первичные слабовыраженные почвы названы элементарными почвенными образованиями (ЭПО). При этом самое раннее ЭПО сформировалось в пущинской почве, возраст которой 18800 ± 1200 лет [12]. В заключении делается вывод, что современные, в частности, серые почвы, представляют собой гипотетический семичленный профиль, каждый из компонентов которого является самостоятельным ЭПО. Причем каждому компоненту характерна своя почва. Кроме того, второй период характеризуется мерзлотным криогумидным типом почвообразования, формирующим в структуре почвенного покрова палеокриогенные полигонально-блочные формы микрорельефа, мерзлотные микроповышения, микропонижения, мерзлотные трещины и другие палеокриогенные явления.

При описании морфологического строения агросерых почв отмечаются криогенные клинья, карманы, трещины, языки. Они выделяются как

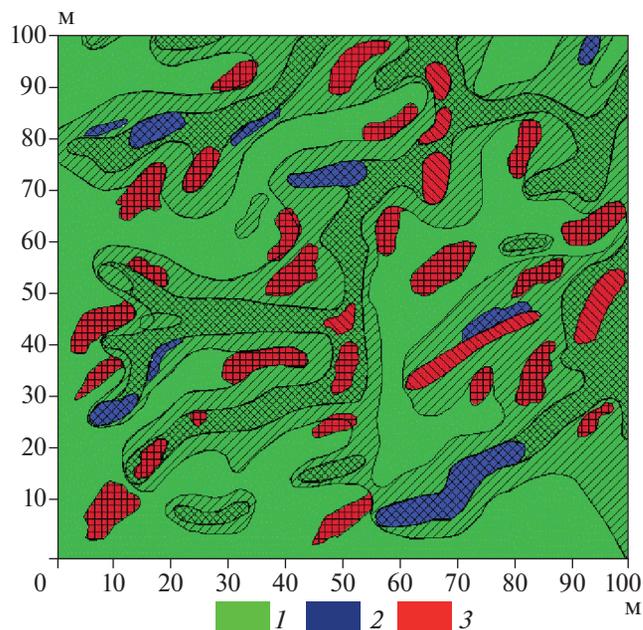


Рис. 5. Гранулометрический состав пахотного горизонта агросерой почвы: 1 – средний суглинок, 2 – тяжелый суглинок, 3 – легкая глина.

по форме, так и по вмещающему их заполнителю. Заполнителем криогенных образований является гумусированный мелкозем вышележащего горизонта. Формирование палеокриогенных клиновидных структур, карманов, языков в профиле серых почв началось после того, как сформировался достаточно мощный верхний гумусовый горизонт, материалом которого заполнены эти криогенные текстуры. Выделенные почвенные разности агросерых почв агроландшафтов различаются между собой как набором, так и мощностью генетических горизонтов. В их морфологическом строении отмечается общая закономерность. Она заключается в том, что верхние горизонты имеют различную степень смытости мелкозема. А для горизонтов AhaBt1, Bt1, Bt2 и Bt3 характерны общие признаки, такие как кремнеземистая присыпка горизонта AhaBt1, глянцевые пленки горизонтов Bt1, Bt2 и Bt3, однотипная трещиноватость, сизые пятна оглеения, охристые полосы и пятна, наличие в несмытых, слабосмытых и намытых почвах в верхней части профиля второго гумусового горизонта (ВГГ). По своим свойствам ВГГ имеет более темную окраску, он с кремнеземистой присыпкой, хорошо выделяется в профиле почвы. Второй гумусовый горизонт формируется на глубине 30–50 см, в некоторых случаях достигает 65 см. Впервые ВГГ был отмечен в профиле почв отрицательных форм рельефа в окрестностях г. Брянска. Стадия формирования почв с ВГГ отнесена к суббореальному периоду [9]. По существу, это последний этап палеокриогенеза плей-

стоцена (примерно до 14 тыс. л. н.) [1, 35]. Однако почвы с ВГГ приурочены не только к межблочным понижениям, но и к центральным частям блока. В почвах центра полигональных блоков ВГГ встречается фрагментарно [2].

Третий, современный, период развития характеризуется развитием бывшей серой почвы в условиях агроценоза. Ежегодная вспашка серой почвы при низком содержании водопрочных структурных агрегатов привела к развитию эрозионных процессов выноса мелкозема (рис. 4) и органического углерода (рис. 5), сформировав пространственную неоднородность структуры пахотного горизонта с включением в нее слабо-, средне- и сильноэродированных агросерых почв. Эрозионные процессы смыва верхних горизонтов почв обнажили на поверхность нижележащие слои палеопочв суглинистого и глинистого гранулометрического состава, сформировав комплексную структуру пахотного горизонта агросерых почв экспериментального участка на видовом уровне (рис. 5).

ВЫВОДЫ

1. Применение метода морфоизограф при картировании позволило выявить на экспериментальном участке платообразные полигонально-блочные структуры, микроповышения, склоны, полосы стока и замкнутые понижения палеокриогенных форм микрорельефа.

2. Выявленные палеокриогенные формы микрорельефа явились природным механизмом формирования комплексной структуры почвенного покрова агроценоза на уровне элювиального, трансэлювиального и трансаккумулятивного агроландшафтов.

3. Показано, что каждому выделенному агроландшафту характерно определенное сочетание разновидностей эрозионно-нарушенных почв.

4. Современная хозяйственная деятельность человека наложилась на палеокриогенные формы микрорельефа, которые явились начальным механизмом развития эрозионных процессов выноса мелкозема пахотного горизонта, обнажая на поверхность нижележащие слои почв различного гранулометрического состава, формируя комплексную структуру эрозионно-нарушенных почв почвенного покрова каждого агроландшафта на уровне разновидности агросерых почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по теме государственного задания № 0191-2019-0046.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л., Чичагова О.А.* Радиоуглеродный возраст палеопочв голоцена в лесостепи Восточной Европы // Почвоведение. 1998. № 12. С. 1414–1422.
2. *Алифанов В.М.* Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушкино, 1995. 318 с.
3. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А.* Палеогидроморфизм, палеокриогенез и морфолитопедогенез черноземов // Почвоведение 2005. № 3. С. 309–315.
4. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А.* Особенности формирования почвообразующих пород голоценовых почв в поздневалдайское время в центре Восточно-Европейской равнины // Биосферные функции почвенного покрова. Пушкино, 2010. С. 13–14.
5. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю.* Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 159 с.
6. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю.* Формирование почвообразующих пород голоценовых почв в центре Восточно-Европейской равнины // Проблемы региональной экологии. 2015. № 4. С. 55–59.
7. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
8. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 398 с.
9. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв Русской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лесовых и перигляциальных областей. М., 1975. С. 102–122.
10. *Габбасова И.М., Сулейманов Р.Р., Хабиров И.К., Комиссаров М.А., Фрюауф М., Либельт П., Гарипов Т.Т., Сидорова Л.В., Хазиев Ф.Х.* Изменение эродированных почв во времени в зависимости от их сельскохозяйственного использования в Южном Предуралье // Почвоведение. 2016. № 10. С. 1277–1283. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16100075>
11. *Гонп Н.В., Нечаева Т.В., Савенков О.А., Смирнова Н.В., Смирнов В.В.* Методы геоморфометрии и цифрового картографирования для оценки пространственной изменчивости свойств агросерой почвы склона // Почвоведение. 2017. № 1. С. 24–34. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17010087>
12. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.* Гипотетический литогенный профиль суглинистых почв центра Русской равнины // Почвоведение. 2000. № 1. С. 102–113.
13. *Дмитриев Е.А.* Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 320 с.
14. *Зайдельман Ф.Р.* Гидроморфные почвы // Почвоведение. 2003. № 8. С. 911–921.
15. *Качинский Н.А.* Физика почвы. Ч. 1. Водно-физические свойства и режимы почв. М.: Высшая школа, 1970. 359 с.
16. *Кирюшин В.И.* Агроэкологическая классификация земель как основа формирования систем земледелия // Почвоведение. 1997. № 1. С. 79–87.
17. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

18. Ковда В.А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. 1. 447 с.
19. Ковда В.А., Розанов Б.Г. Почвоведение. М.: Высшая школа, 1988. Ч. 1. С 400.
20. Конищев В.Н. Особенности льдовыделения в сезонномерзлом слое и морфология покровных лессовидных образований Воркутского р-на // Подземный лед. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. Вып. 1. С. 172–182.
21. Конищев В.Н. Формирование дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.
22. Конищев В.Н., Рогов В.В. Микроморфология криогенных почв и грунтов // Почвоведение. 1977. № 2. С. 119–125.
23. Конищев В.Н., Фаутова М.А. Микростроение покровных лессовидных образований Большеземельской тундры // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1966. С. 167–177.
24. Макеев А.О. Палеопочвоведение: состояние и перспективы (по материалам комиссии по палеопочвоведению) // Почвоведение. 2002. № 4. С. 398–411.
25. Макеев А.О., Дубровина И.В. География, генезис и эволюция почв Владимирского ополья // Почвоведение. 1990. № 7. С. 5–25.
26. Макеев А.О., Макеев О.В. Почвы с текстурно-дифференцированным профилем основных криогенных ареалов севера Русской равнины. Пушкино, 1989. 271 с.
27. Макеев А.О. Экологическая роль палеопочв в геологической истории Земли // Почвы в биосфере и жизни человека. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та леса, 2012. С. 183–283.
28. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография) / Под ред. Герасимова И.П., Величко А.А. М.: Наука, 1982. 156 с.
29. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
30. Попов А.И. О происхождении покровных суглинков Русской равнины // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1953. № 5. С. 30–41.
31. Попов А.И. Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. С. 109–130.
32. Степанов И.Н. Формы в мире почв. М.: Наука, 1987. 190 с.
33. Степанов И.Н. Внедрение в картографию почвенно-геологических образов – потоковых структур // Почвоведение. 1995. № 6. С. 681–694.
34. Хитров Н.Б. Подход к ретроспективной оценке изменения состояния почв во времени // Почвоведение. 2008. № 8. С. 899–912.
35. Хохлова О.С., Сычева С.А., Седов С.Н. Длительность почвообразования Брянской палеопочвы Среднерусской возвышенности по разным датированным материалам // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. № 74. С. 53–68.
36. Шейн Е.В., Иванов А.Л., Бутылкина М.А., Мазуров М.А. Пространственно-временная изменчивость агрофизических свойств комплекса серых лесных почв в условиях интенсивного сельскохозяйственного использования // Почвоведение. 2001. № 5. С. 578–585.
37. Шейн Е.В., Кирюшин В.И., Корчагин А.А., Мазуров М.А., Дембовецкий А.В., Ильин Л.И. Оценка агрономической однородности и совместимости почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1208–1215. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17100112>

Paleocryogenesis as a Factor of Heterogeneity of Agrogray Soil

O. I. Khudyakov^{1, *}, V. M. Alifanov¹, P. A. Pletenev², A. Yu. Ovchinnikov¹,
O. V. Reshotkin¹, and A. V. Bukhonov¹

¹Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia

²Erisman Federal Scientific Center of Hygiene, Rospotrebnadzor, Mytishchi, 141014 Russia

*e-mail: oix@rambler.ru

Delineation of paleocryogenic forms of microrelief according to the method zero curvature morphoisographs for a test plot in the south of Moscow oblast allowed us to reveal the polygonal-blocky microrelief (microhighs and microlows, slopes, and runoff strips) forming eluvial, transeluvial, and transaccumulative agrolandscapes. The soil cover pattern of eluvial agrolandscape includes elementary soil areas of noneroded, slightly eroded, moderately eroded, and aggraded soils. Noneroded soils predominate in the agrolandscape. The soil cover pattern of transeluvial agrolandscapes and microlows includes elementary soil areas of slightly, moderately, and strongly eroded soils, as well as eroded–aggraded and aggraded soils, with a predominance of slightly eroded soils. The soil cover pattern of transaccumulative agrolandscapes also includes elementary soil areas of slightly, moderately, and strongly eroded soils; eroded–aggraded soils; and aggraded soils with a predominance of strongly eroded soils. In the course of the long-term (200 years) agricultural use of this territory, the paleocryogenic microrelief served as the initial factor of the development of elementary soil areas with different degrees of erosion. In the areas with washed off upper horizons, underlying horizons of different texture become exposed to the surface. Thus, on the studied plot, we have identified silt loamy, clay loamy, and clayey horizons exposed to the surface. This creates a complex soil cover pattern with differentiation of soils at the level of varieties (in Russian soil classification system, a taxonomic category based on the topsoil texture).

Keywords: paleocryogenesis, elementary soil area, agrolandscape

УДК 631.46

СВОБОДНОЕ ЖЕЛЕЗО И ЖЕЛЕЗОВОССТАНАВЛИВАЮЩИЕ МИКРООРГАНИЗМЫ В ПОЧВАХ И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ

© 2020 г. Е. М. Ривкина^{а, *}, Д. Г. Федоров-Давыдов^а, А. Г. Захарюк^б,
В. А. Щербакова^б, Т. А. Вишнинецкая^{а, с}

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

^бИнститут биохимии и физиологии микроорганизмов им. Г.К. Скрыбина,
Институтская, 5, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

^сУниверситет штата Теннесси, Ноксвилл, TN 37996-1605, США

*e-mail: rivkina@issp.psn.ru

Поступила в редакцию 04.03.2020 г.

После доработки 21.04.2020 г.

Принята к публикации 27.04.2020 г.

Соответствие между содержанием аморфного (оксалаторастворимого) железа и морфохроматическими признаками глея говорит о протекании современного глееобразования в тундровых почвах Колымской низменности. Надмерзлотный восстановленный глеевый горизонт, вытаявающий из мерзлоты в наиболее теплые годы, мы рассматриваем как реликт более теплого и влажного этапа почвообразования. На основании комплексных анализов содержания подвижного железа и аннотаций метагеномов показано, что в многолетнемерзлых отложениях, сформировавшихся в гидроморфных условиях, и в современной минеральной почве доминируют микроорганизмы, относящиеся к филуму *Proteobacteria*, способные осуществлять восстановление железа. В лабораторных экспериментах процесс микробного восстановления железа проходил активнее при 5°C, чем при 20°C, что указывает на большую активность психрофильной части микробного сообщества. На этом основании можно предположить, что основная часть культивируемых сообществ железовосстанавливающих бактерий адаптирована к низким температурам Арктики. При потеплении климата, увеличении количества атмосферных осадков, повышении температуры мерзлоты, увеличении мощности сезонно-талого слоя и высокого валового содержания железа процессы железоредукции будут играть еще большую роль.

Ключевые слова: железо, метагеном, микроорганизмы, железоредукция

DOI: 10.31857/S0032180X20100160

ВВЕДЕНИЕ

Процессы микробиологического восстановления железа так же, как сульфатредукция и денитрификация, играют важную роль в трансформации органического вещества и создании благоприятных окислительно-восстановительных условий для образования метана – одного из важнейших парниковых газов. Наблюдаемое в последние десятилетия изменение климата привело на территории Субарктики к увеличению мощности сезонно-активного слоя и повышению температуры мерзлоты ниже слоя годовых теплооборотов [9, 10, 14], что, очевидно, повлияет на активизацию биологических процессов.

В почвах и донных осадках двухвалентное железо является донором электронов для железокисляющих микроорганизмов, а Fe(III) может функционировать в качестве конечного акцепто-

ра электронов для железоредукторов [13, 25, 27]. В Субарктике соотношение ионов Fe(III) и Fe(II) часто является маркером условий формирования и криоконсервации отложений. Показано, что в многолетнемерзлых отложениях (ММО) и почвах, образование которых проходило преимущественно в гидроморфных условиях, содержание закисного железа заметно больше, чем окисного [6, 7]. В этих публикациях продемонстрирована зависимость между содержанием Fe(II) и метана в озерных, озерно-аллювиальных и морских отложениях голоценового и плейстоценового возраста. Известно, что микробиологические процессы железоредукции, наряду с денитрификацией и сульфатредукцией, создают благоприятные окислительно-восстановительные условия для прохождения терминального анаэробного процесса – биогенного метанообразования.

Ранее нами показано, что в многолетнемерзлых голоценовых (аласных) отложениях возраста от 7 до 10 тыс. лет сохраняют жизнеспособность бактерии, способные осуществлять восстановление трехвалентного железа Fe(III) до Fe(II) при температуре инкубации 15°C [19]. Численность железоредукторов составляла 2×10^3 кл./г при содержании двухвалентного железа 0.008–0.027 г/100 г почвы. В залегающих ниже плиоцен-нижнеплейстоценовых отложениях олерской свиты возраста более 600 тыс. лет, несмотря на значительно большее содержание Fe(II), от 0.156 до 0.240 г/100 г почвы, жизнеспособные железо-восстанавливающие бактерии не обнаружены. Из криопэггов (гиперсолевых прослоев незамерзших грунтов и линз воды внутри многолетнемерзлых отложений) полуостровов Варандей и Ямал были выделены и описаны психроактивные сульфатредукторы *Desulfovibrio arcticus* [18] и *Desulfovibrio gilichinskyi* [21], восстанавливающие Fe(III). Культуры психрофильных и психроактивных бактерий, способные использовать только трехвалентное железо в качестве источника энергии для роста, в многолетнемерзлых отложениях, не выделены.

Теоретические и экспериментальные данные [12] указывают на то, что в природе прямое, без предварительного растворения Fe(III)-содержащих соединений, восстановление оксидов железа является широко распространенным процессом. В лабораторных условиях железоредукторы в качестве акцептора электрона чаще используют растворенные соединения трехвалентного железа такие, как цитрат Fe(III) и ЭДТА Fe(III). Показано, что представители рода *Shewanella*, *Geobacter*, *Aeromonas* могут осуществлять реакцию восстановления непосредственно на поверхностях железосодержащих минералов, что связано с расположением фермента железоредуктазы во внешней мембране этих бактерий.

В настоящее время из морских осадков Арктики и Антарктиды выделены единичные представители родов *Shewanella*, *Geobacter*, *Desulfuromonas* и *Desulfuromusa* [11, 24], способные восстанавливать железо при температуре около 4°C. Все эти бактерии принадлежат к одному семейству *Geobacteraceae* и восстанавливают Fe(III), окисляя ацетат и другие органические субстраты до диоксида углерода.

Цель исследования — описание процессов, связанных с образованием двухвалентной формы железа в современных тундровых почвах и многолетнемерзлых отложениях. В рамках поставленной цели решали следующие задачи:

- оценка содержания и распределения несиликатного железа, в том числе его подвижной формы, в тундровых почвах и подстилающих ММО;
- представление и обсуждение результатов сравнительного метагеномного анализа совре-

менной тундровой почвы и трех образцов многолетнемерзлых отложений позднеплейстоценового возраста, позволяющего выявить гены белков и ферментов, связанных с циклом железа, а также гены бактерий, участвующих в процессе восстановления железа;

- выявление процесса микробного восстановления железа в лабораторных условиях.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ключевой участок, где проводили почвенные исследования, расположен в западной части Колымской низменности в непосредственной близости от северной границы тайги в районе Олерского неотектонического поднятия (рис. 1, А). На этом участке, расположенном в среднем течении р. Алазеи, мощность пород едомной свиты не превышает 10–20 м. Ниже в разрезе залегают плиоцен-нижнеплейстоценовые озерно-аллювиальные суглинистые отложения олерской свиты, подстилаемые позднеогеновыми эпикриогенными песками томус-ярской свиты. Наличие небольших термоэрозийных цирков на крутых склонах едомных останцов говорит об их непрекращающемся разрушении.

Зональная растительность на водоразделах представлена кустарничково-травянисто-зеленомошными ассоциациями. Бугорковатый микро рельеф и интенсивно протекающее пятнообразование определяют структуру почвенного покрова.

Изучение содержания несиликатного железа проводили в почвах трех катен, включающих крутой (25°–30°) склон северной экспозиции, пологий (7°–15°) склон северной экспозиции и пологий склон южной экспозиции в бассейне р. Алазеи. Помимо этого, исследовали керны из скважин, заложенных в трех географических точках: на ключевом участке в бассейне р. Алазеи (А13-15 и 2-98), на берегу протоки Амболихи (4-07) и в районе устья р. Омолон (2-07). Скважина 4-07, пробуренная в районе протоки Амболихи, вскрыла многолетнемерзлые отложения старичного озера возраста 34 тыс. лет [20], подстилаемые грубыми пескам бегуновской свиты. Отложения, вскрытые скважиной 2-07 в районе устья р. Омолон, были представлены сильнольдистыми суглинками позднеплейстоценового ледового комплекса.

Для выявления генов микроорганизмов и белков, связанных с процессами восстановления железа, получили метагеномы и провели микробиологические исследования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Колонковое бурение скважин осуществляли установкой УКБ 12/25 без продувки и промывки

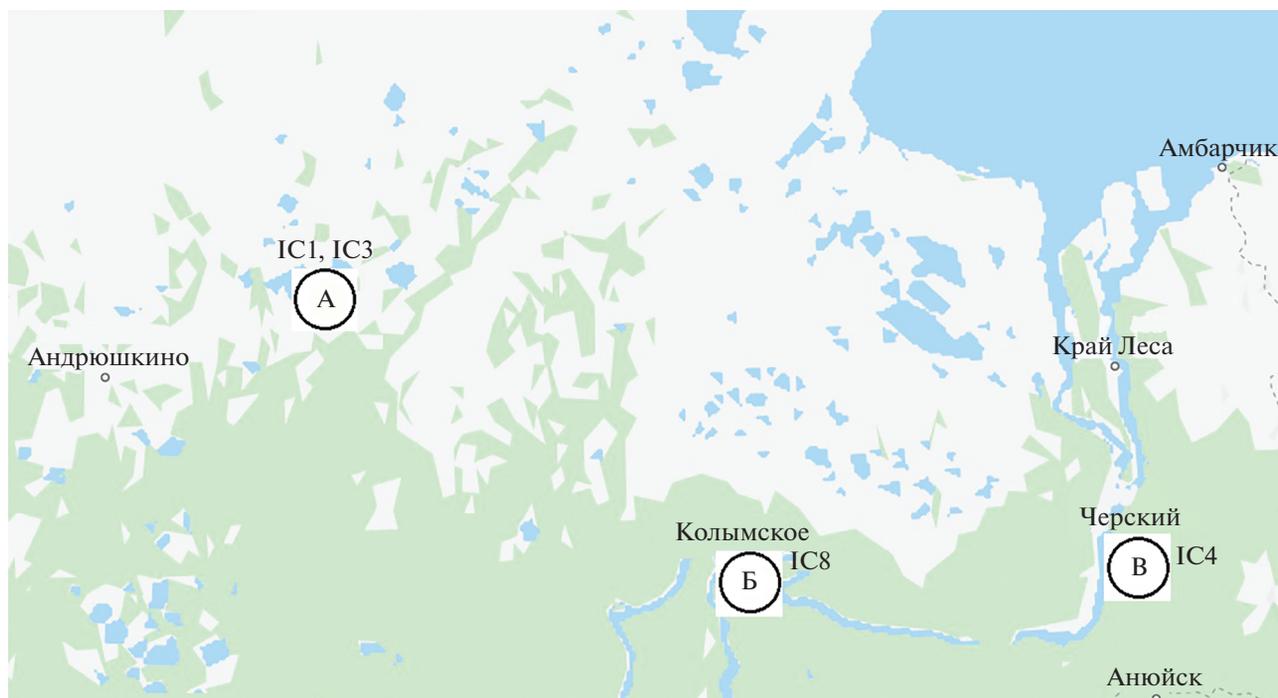


Рис. 1. Районы исследования: А – р. Алазея, Б – устье р. Омолон, В – протока Амболиха (карты Google).

буровыми растворами с соблюдением требований стерильности, как описано ранее [22].

Отбор почвенных образцов для определения несиликатного железа проводили по основным горизонтам из профилей под задернованными бугорками и из мерзлого дна разреза. В случае разреза 518-07 образцы из неоттаявшей толщи отбирали до глубины 15 см от подошвы сезонноталого слоя, глубже которой залегал чистый лед, по-видимому, полигонально-жильной природы.

Определение потери при прокаливании, рН, гидролитической кислотности, содержания обменных оснований и CO_2 карбонатов проводили в химико-аналитическом комплексе ИФХиБПП РАН. Определение валового углерода выполняли в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН методом сухого сжигания. Содержание органического углерода рассчитывали по разности между валовым его содержанием и содержанием углерода карбонатов, определенным ацидиметрическим методом.

Определение железа. Фракционный состав несиликатного железа определяли по схеме Зонна [3] в лаборатории отдела географии и эволюции почв Института географии РАН. В полевых условиях определяли содержание подвижных форм железа, извлекаемых 0.1 н. серной кислотой из свежих образцов [1]. Аналогичное определение мобильного железа в образцах многолетнемерзлых отложений осуществляли в лаборатории, куда буровые керны

доставляли в мерзлом состоянии. Для определения подвижного железа использовали методику, разработанную для природных вод [5] с раздельным титрованием трех- и двухвалентных форм 0.01 н. трилоном Б. В лабораторных условиях содержание трехвалентного железа определяли путем титрования, а двухвалентного – путем колориметрического определения с 0.5% раствором α - α' -дипиридила по методике Виригиной–Аринушкиной (ГОСТ 27395-87). Для почв крутого северного склона (разрезы 508-07, 509-07 и 510-07), где содержание оксалоторастворимого железа по Тамму и кислоторастворимого железа определяли для одних и тех же профилей, можно точно сказать, какую часть подвижные формы составляют от общего содержания аморфного железа. Для плакоров и пологих склонов, где соответствующие анализы выполняли для почв разных катен, доля подвижного железа может быть оценена только приблизительно.

Молекулярные методы. Для выделения тотальной ДНК из образцов почвы и мерзлой породы использовали набор PowerSoil® (MO BIO Laboratories Inc., USA), очистку и концентрирование полученной ДНК осуществляли с помощью набора Genomic DNA Clean and Concentrator® Kit (Zymo Research Corporation, USA). Секвенирование метагенома выполняли в центре геномных исследований г. Барселоны (Centre for Genomic Regulation, Barcelona, Spain) на платформе Illumina HiSeq 2000™ и в университете Теннесси (США) на платформе Illumina MiSeq. Необработанные

данные секвенирования, около 19.8 Гб, что составляет 143.7–150.0 млн последовательностей со средней длиной 150 пар оснований, загружали на сервер MG-RAST [16] для получения геномных аннотаций. Более 95% последовательностей прошли контроль качества.

Микробиологические методы. Для получения накопительных культур железовосстанавливающих бактерий (ЖВБ) использовали модифицированную среду [29], в которую добавляли (мл/л) раствор микроэлементов [23] – 1.0, раствор витаминов – 10.0 [28] и дрожжевой экстракт “Difco” – 0.002 г/л. В качестве источника углерода и донора электронов использовали ацетат натрия (конечная концентрация 20 мМ), в качестве акцептора электронов – цитрат Fe(III) (конечная концентрация 10 мМ). Приготовление минеральной среды и культивирование микроорганизмов проводили в строго анаэробных условиях под N₂ (100% в газовой фазе), pH среды 7.0–7.2. Инкубировали в темноте при 5 и 20°C в течение 40 сут. В качестве химического контроля использовали минеральную среду без инокуляции. Восстановление Fe(III) определяли колориметрическим методом по образованию стабильного окрашенного комплекса двухвалентного железа с феррозином [26].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Строение и химические свойства изучаемых почв. Почвы ключевого участка в бассейне р. Алазеи (рис. 1, А) имеют средне- или тяжелосуглинистый состав и характеризуются отсутствием элювиально-иллювиальной дифференциации. Под положительными элементами микрорельефа типично наличие гумусовых затеков в верхней части почвенного профиля и криотурбационных включений торфа – в средней и нижней его частях. Наиболее дренированные позиции на вершинах водоразделов и в верхней части пологих склонов занимают криоземы надмерзлотно-глееватые. В средней части пологого склона северной, в нижней части пологого склона южной экспозиции и на крутом склоне из сменяют глееземы криотурбированные. В верхней части профиля склоновых почв обычно присутствуют грубогумусовые (АО) или перегнойные (Н) горизонты. На вершине водоразделов из-за частых циклов пятнообразования подобные горизонты не всегда успевают сформироваться, чаще органо-аккумулятивная часть представлена оторфованными гумусово-слаборазвитыми (Wt) горизонтами. Верхняя и средняя части профиля в криоземах представлены серий неоглеенных или слабооглеенных горизонтов (Vhi, Vcm, V@ и др.), нижняя – глееватыми горизонтами (Vg). Наконец, в надмерзлотной части профиля, в интервале глубин 50–70 см присутствует глеевый горизонт (Gt), частично вытесняющий из мерзлоты в наиболее теплые летние

сезоны. Ему свойственны сизая или серо-сизая окраска с редкими желтыми или охристыми призмами, высокая влажность, часто тиксотропность, резкий переход от вышележащих глееватых горизонтов, отсутствие структуры, плотное сложение, высокое содержание гумуса, наличие субгоризонтальных торфяных линз и прослоев, часто двух–четырех, залегающих параллельно друг другу. Криоземы и глееземы различаются соотношением неоглеенной и оглеенной частей профиля. Если в криоземах неоглеенные горизонты занимают от двух третей до половины деятельного слоя, то в глееземах их мощность уменьшается, и в вариантах у подножья склона составляет всего 3–6 см.

Верхним горизонтам почв водоразделов свойственна сильноокислая реакция среды (табл. 1), глубже она сменяется среднекислой. Величина гидролитической кислотности снижается по профилю от 6–19 до 2–3 × 10⁻² моль/кг, а степень насыщения почвенного поглощающего комплекса (ППК) возрастает с 25–46 до 68–80%. Почвы пологих склонов отличаются господством сильнокислой среды по всему профилю, кроме глеевого горизонта, где она среднекислая. Насыщенность ППК основаниями повышается по профилю с 25–30 до 52–73%. В составе обменных оснований здесь, как и на плакоре, преобладает кальций. Почвы крутых склонов характеризуются господством среднекислой среды, которая в нижней части профиля может меняться на слабокислую, а в глеевом горизонте – на нейтральную. Степень насыщения ППК основаниями невелика лишь в органогенных горизонтах, а в минеральных составляет 61–96%. В составе обменных оснований преобладают кальций и магний.

Распределение форм железа по почвенным профилям. В почвах склонов наблюдается преимущественно аккумулятивное распределение содержания общего несиликатного (дитиониторастворимого) железа и во всех случаях – аккумулятивное распределение его окристаллизованной формы. Такая картина определяется, в первую очередь, биогенным накоплением элемента в верхней части профиля и выносом его из нижней части, в особенности из надмерзлотного горизонта, в результате глеевого процесса. Средневзвешенное содержание дитиониторастворимого железа по профилям почв пологого склона изменяется в пределах 1.90–2.10%.

Содержание аморфного (оксалаторастворимого) железа обычно распределено бимодально с минимумом в средней части профиля. В нижних глееватых и, тем более, в глеевом горизонте доля этой фракции в составе несиликатного железа возрастает. Наиболее резкое расширение отношения концентраций оксалато- и дитиониторастворимого железа ([Fe_{ox}]/[Fe_{dt}], коэффициента Швертмана) в пределах минеральной толщи на-

Таблица 1. Химическое состояние тундровых почв бассейна р. Алазеи

Горизонт	Глубина, см	С _{орг} , %	рН		Гидролитическая кислотность, 10 ⁻² моль/кг	Содержание обменных оснований, 10 ⁻² моль/кг				Степень насыщенности ППК, %
			H ₂ O	KCl		Ca	Mg	Na	K	
Разрез 502-07, вершина водораздела										
Wt	0-4	12.52	4.2	3.6	18.80	5.62	4.38	0.35	0.85	24.78
Bhi	4-8	Не опр.	4.9	3.8	6.30	4.72	4.28	0.42	0.49	46.19
B	8-17	1.47	5.8	4.7	2.70	6.96	4.90	0.36	0.26	70.83
B@	17-36	1.23	6.0	4.9	2.00	9.66	4.94	0.30	0.30	79.81
Bg1	36-41	1.19	5.9	4.8	2.08	6.88	4.68	0.26	0.37	75.47
Bg2	41-51	1.94	5.7	4.6	2.96	6.94	4.40	0.29	0.46	68.46
Gt	51-64	3.15	5.5	4.4	4.09	6.96	3.90	0.27	0.59	60.58
Разрез 504-07, середина пологого южного склона										
AO	0-4	13.59	4.3	3.5	19.81	6.26	4.12	0.63	0.75	24.90
Vcm	4-7	Не опр.	4.7	3.5	6.71	4.50	2.90	0.23	0.33	38.85
B@	7-21	1.61	5.3	4.1	3.89	5.30	4.06	0.22	0.28	57.11
Bg1	23-30	1.21	5.4	4.3	2.93	4.88	3.80	0.25	0.21	62.08
Bg2	30-46	1.76	Не опр.	Не опр.	2.76	6.56	4.24	0.28	0.29	68.43
Gt	58-64	4.60	5.5	4.6	4.47	9.02	4.14	0.27	0.44	61.97
Разрез 507-07, нижняя часть пологого южного склона										
AO	0-6	14.36	4.2	3.3	19.96	5.48	3.92	0.54	0.77	23.16
Vcm	6-9	1.32	5.2	4.0	3.8	4.78	3.66	0.20	0.30	55.38
Bg2	18-36	1.52	5.3	4.0	3.92	6.10	3.62	0.22	0.20	57.35
Bg3	38-50	2.26	5.3	4.2	5.06	6.18	3.86	0.32	0.25	52.44
Gt	51-59	1.41	5.8	4.9	1.90	6.32	3.06	0.20	0.36	73.40
Разрез 508-07, верхняя часть крутого северного склона										
H	0-2	8.71	5.2	4.5	17.98	7.66	7.42	0.39	1.44	34.28
Vcm	3-6	Не опр.	5.5	4.5	2.16	4.58	4.44	0.29	0.42	70.78
B@	6-14	0.96	5.7	4.8	2.05	5.24	4.40	0.31	0.27	72.48
Bg1	14-35	0.79	5.9	4.8	1.74	5.56	4.40	0.23	0.23	75.74
Bg2	22-45	1.66	6.0	5.1	1.95	6.78	3.20	0.22	0.28	73.85
Bg3	45-60	Не опр.	6.2	5.3	1.22	5.46	4.06	0.24	0.29	81.20
Gt	60-69	0.27	7.0	6.1	0.20	5.12	3.90	0.23	0.30	96.13

блюдается в почвах крутого склона, для которых значения этого показателя сверху вниз по профилю расширяются от 0.37–0.42 до 0.72–0.93. В почвах пологих склонов значения коэффициента Швертмана в верхних и нижних минеральных горизонтах различаются не столь сильно: 0.34–0.37 и 0.49–0.59 соответственно. Лишь у подножья масштаб увеличения этого показателя по профилю (с 0.47 до 0.83) приближается к таковому в случае почв крутого склона. В органо-аккумулятивных горизонтах значения коэффициента Швертмана сравнительно невелики (0.37–0.61), что может быть связано с низкими температурами в верхней части профиля, способствующими дегидратации и кристаллизации аморфных соединений железа. В нижней части пологого и крутого склонов (разрезы 507-07 и 510-07), где создаются оптимальные условия для снегонакопления, отношение концентраций для органо-аккумулятивных горизонтов (0.51–0.61) заметно шире, чем в почвах других позиций (0.37–0.44). Высокое содержание пирофосфаторастворимого железа по Баскомбу (0.47–0.81%) имеет место в органо-аккумулятивных горизонтах, в пределах минеральной части профиля его значения изменяются в пределах 0.07–0.33%.

В водораздельной почве (разрез 502-07) наблюдается небольшая аккумуляция дитиониторастворимого железа в органо-аккумулятивном горизонте, а в пределах минерального профиля – увеличение содержания сверху вниз с резким уменьшением в надмерзлотной зоне. Средневзвешенное содержание его по профилю составляет 1.89%. Распределение оксалаторастворимого железа повторяет таковое для дитиониторастворимого, но в более сглаженном виде. Аккумуляция в горизонте Wt выглядит не столь отчетливо, снижение содержания в надмерзлотном горизонте здесь не так заметно. Величина коэффициента Швертмана меняется по профилю в узких пределах (от 0.43 до 0.53), а в глеевом горизонте резко увеличивается (до 0.86). Пирофосфаторастворимое железо распределено бимодально, его концентрационные максимумы приурочены к горизонтам с высоким содержанием органического вещества (табл. 1, 2): органо-аккумулятивному и надмерзлотному глеевому. Здесь на долю железа в комплексе с гумусовыми веществами приходится примерно половина от общего содержания его аморфных форм. В минеральной части профиля (рис. 2) содержание пирофосфаторастворимого железа имеет тенденцию к увеличению в глыбу по профилю.

В пределах склона наблюдается увеличение содержания оксалаторастворимого железа, прежде всего, для глееватых горизонтов, вниз по катене, то есть в направлении нарастания морфохроматических признаков оглеения. В нижней части склона наблюдается большее содержание пирофосфаторастворимого железа по сравнению с водораздель-

ным профилем из-за увеличения доли органических форм в составе аморфного Fe_2O_3 .

В почвах крутого склона средневзвешенное по профилю содержание несиликатного (дитиониторастворимого) железа составляет 1.57, 1.67 и 1.78% для разрезов 508-07, 509-07 и 510-07 соответственно, что в среднем на 15% меньше, чем в почвах водораздела и пологого склона. В верхней неоглеенной части профиля уменьшение общего содержания несиликатного железа по сравнению с плакорным вариантом происходит за счет аморфной формы, а для горизонтов, затронутых оглеением, – как аморфной, так и окристаллизованной. На фоне общего обезжелезнения почв крутых склонов также наблюдается тенденция к перераспределению вниз по катене несиликатного железа, в первую очередь оксалаторастворимого. Поэтому почвы верхней и средней частей крутых склонов обезжелезнены в наибольшей степени. В нижней же части склона меняется соотношение между аморфным и окристаллизованным железом, коэффициент Швертмана увеличивается до 0.42–0.79.

Содержание подвижного железа, экстрагируемого 0.1 н. H_2SO_4 вытяжкой из свежих образцов, по профилю склоновых почв распределено бимодально (рис. 2). Верхний максимум приурочен к перегнойным или грубогумусовым горизонтам (71–148 мг Fe/100 г), а в профиле 508-07 – к горизонту поверхностного оглеения (197 мг Fe/100 г). Нижний, гораздо более значительный, максимум (417–659 мг Fe/100 г) соответствует надмерзлотным глеевым горизонтам. Помимо этого, экстрагируемость железа существенно меняется при переходе от верхних минеральных Bhi, Bcm, B@ и др. к глееватым горизонтам Bg и резко изменяется при переходе от них к глеевым горизонтам Gt, где все или почти все экстрагируемое железо представлено двухвалентной формой. Увеличение содержания кислоторастворимого железа вниз по профилю хорошо согласуется с нарастанием проявления морфохроматических признаков подвижности этого элемента. Отношение $[Fe(II)]/[Fe(III)]$ в верхней части профиля может быть несколько расширено, что отчасти определяется двухвалентной формой содержания железа в неразложившихся растительных тканях. Наибольших значений (>1.00) оно достигает в горизонте поверхностного оглеения (разрез 508-07), в грубогумусовом горизонте АО (разрез 514-07) и перегнойном горизонте Н (разрез 515-07). В минеральной толще оно изменяется в широких пределах (0.08–0.90), а в надмерзлотном горизонте Gt – стремится к бесконечности.

Доля кислоторастворимого железа от оксалаторастворимого в пределах минеральных горизонтов несколько увеличивается вниз по профилю и резко увеличивается при переходе к глеевому горизонту. Для органо-аккумулятивных горизонтов она примерно может быть оценена в 17–29%, для горизон-

Таблица 2. Фракционный состав несиликатного железа в тундровых почвах бассейна р. Алазеи (рассчитано на прокаленную почву), %

Горизонты	Глубина, см	Содержание Fe						Коэффициент Швертмана
		дитионит-растворимого	окристаллизованного	аморфного общего (оксалат-растворимого)	аморфного железоорганического (пирофосфат-растворимого)	аморфного минерального	подвижного кислото-растворимого	
Разрез 502-07, вершина водораздела								
W _T	0–4	1.33	0.65	0.68	0.34	0.34	He опр.	0.51
B	8–17	1.13	0.53	0.60	0.11	0.49	»	0.53
B@	17–36	1.56	0.88	0.68	0.11	0.57	»	0.43
Bg ₁	36–41	1.70	0.92	0.78	0.12	0.66	»	0.46
Bg ₂	41–51	1.84	0.88	0.98	0.17	0.81	»	0.53
G _T	51–64	0.80	0.11	0.69	0.36	0.33	»	0.86
Разрез 504-07, середина пологого южного склона								
AO	0–4	1.90	1.20	0.70	He опр.	He опр.	He опр.	0.37
B@	7–21	1.41	0.89	0.52	»	»	»	0.37
Bg ₁	23–30	1.29	0.83	0.46	»	»	»	0.36
Bg ₂	30–46	1.34	0.73	0.61	»	»	»	0.46
G _T	58–64	1.36	0.69	0.67	»	»	»	0.49
Разрез 505-07, нижняя часть пологого южного склона								
W _T	0–3	1.51	0.90	0.61	He опр.	He опр.	He опр.	0.40
B	5–15	1.59	1.05	0.54	»	»	»	0.34
Bg ₂	15–20	1.49	0.92	0.57	»	»	»	0.38
Bg ₃	21–47	1.61	0.95	0.66	»	»	»	0.41
G _T	47–57	1.07	0.44	0.63	»	»	»	0.59
Разрез 507-07, нижняя часть пологого южного склона								
AO	0–6	1.74	0.86	0.88	0.56	0.32	He опр.	0.51
B _{сrm}	6–9	1.32	0.70	0.62	0.17	0.45	»	0.47
Bg ₂	18–36	1.47	0.75	0.72	0.18	0.54	»	0.49
Bg ₃	38–50	1.23	0.54	0.69	0.23	0.46	»	0.56
G _T	51–59	0.76	0.13	0.63	0.22	0.41	»	0.83
Разрез 508-07, верхняя часть крутого северного склона								
AO	0–5	1.36	0.85	0.51	He опр.	He опр.	He опр.	0.37
G	2–14	1.77	0.99	0.78	»	»	0.335	0.44
B@	6–14	1.10	0.73	0.37	»	»	0.031	0.34
Bg ₁	14–35	0.95	0.57	0.38	»	»	0.043	0.40
Bg ₂	22–47	1.14	0.63	0.51	»	»	0.027	0.45
G _T	55–69	0.69	0.05	0.64	»	»	0.043	0.93
Разрез 509-07, середина крутого северного склона								
AO	0–5	1.54	0.96	0.58	He опр.	He опр.	HO	0.37
B@	9–14	1.28	0.75	0.53	»	»	0.015	0.41
Bg ₁	14–35	1.12	0.70	0.42	»	»	0.047	0.38
Bg ₂	35–57	1.17	0.70	0.47	»	»	0.045	0.40
G _T	62–74	0.93	0.24	0.69	»	»	0.712	0.74
Разрез 510-07, нижняя часть крутого северного склона								
AO	2–6	1.67	0.66	1.01	He опр.	He опр.	0.242	0.61
B@	11–28	1.21	0.70	0.51	»	»	0.048	0.42
Bg	32–41	1.24	0.27	0.97	»	»	0.228	0.79
G _T	41–53	1.07	0.29	0.78	»	»	0.553	0.72

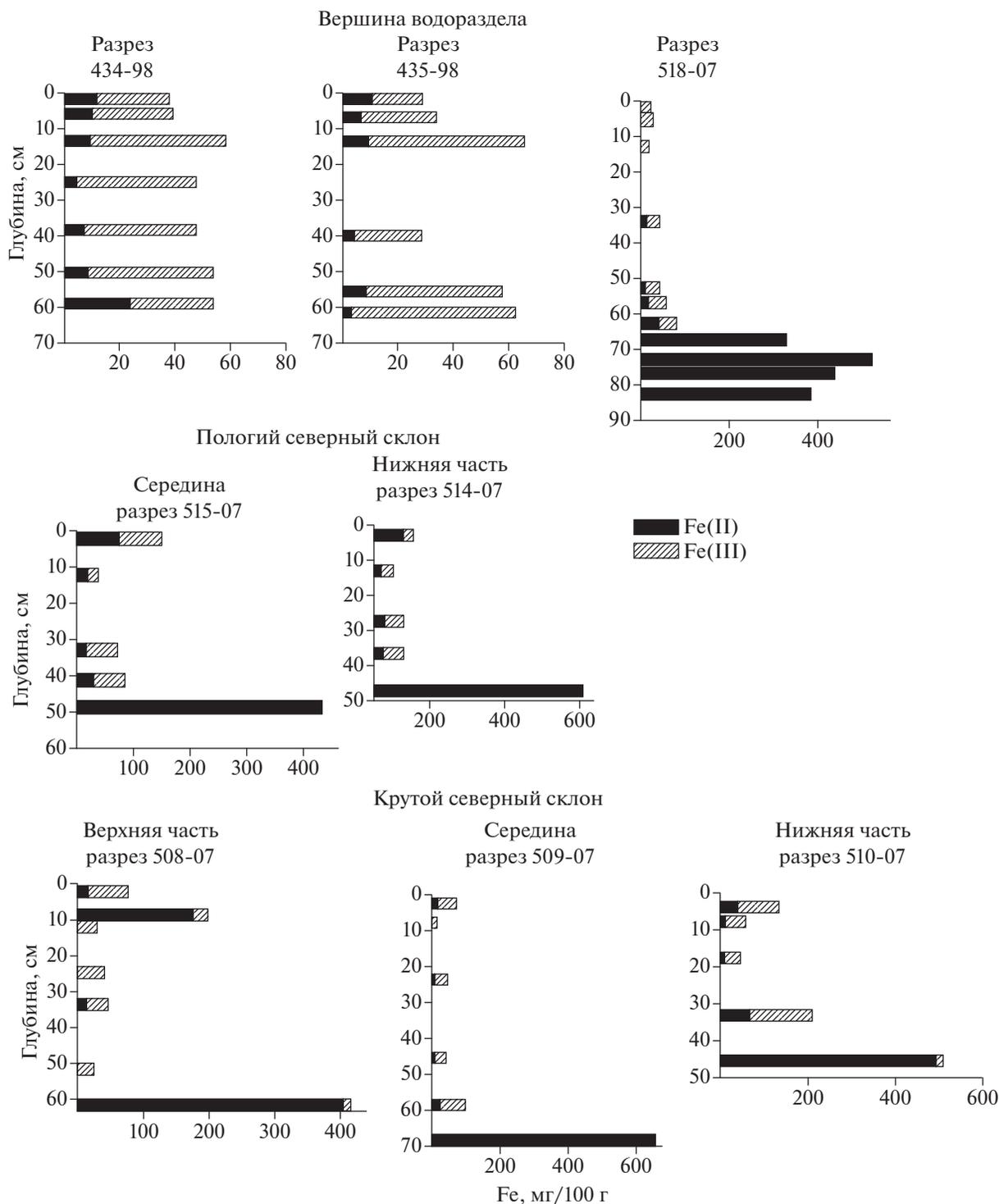


Рис. 2. Подвижное железо в тундровых почвах.

та поверхностного оглеения – в 43%, для неоглеевых минеральных горизонтов – в 3–10%, для глееватых – в 5–24%, а для глеевых – в 67–100%. В последнем случае все аморфное железо надмерзлотной части некоторых профилей находится в виде подвижных соединений Fe(II). Распределение

кислоторастворимого железа по профилю плакорных почв отличается от такового в склоновых вариантах отсутствием верхнего максимума, что связано с особенностями органико-аккумулятивной частью профиля на водоразделах, представленной здесь в большинстве случаев гумусово-слаборазви-

тыми горизонтами. Возрастание содержания вниз по профилю по сравнению со склоновыми почвами выглядит более сглажено. В неоттаявшей части глеевого горизонта содержание подвижного железа еще выше, чем в оттаявшей. Отношение $[Fe(II)]/[Fe(III)]$ в неоглеенных горизонтах изменяется в пределах 0.10–0.60, а в глееватых – в пределах 0.18–1.13. Доля суммарного кислоторастворимого железа от оксалаторастворимого в пределах профиля может быть оценена в 4–12%, а в глеевом горизонте – 52–83%.

Для почв, как пологих, так и крутых склонов, сверху вниз по мезорельефу имеет место увеличение содержания суммарного кислоторастворимого железа, согласующееся с усилением морфологических признаков глея. Различия по этому показателю между профилями внутри катен определяются как двухвалентной, так и трехвалентной формой элемента, но роль двухвалентной формы существенно выше, что особенно заметно в случае пологого склона. Наиболее существенные различия здесь наблюдаются для надмерзлотных глеевых горизонтов, где все подвижное железо двухвалентно.

Соответствие между увеличением содержания кислоторастворимого железа вниз по профилю почв так же, как и вниз по катенам, и нарастанием морфохроматических признаков подвижности железа, на наш взгляд, говорит в пользу того, что последние отвечают протекающим в современных условиях процессам глееобразования. Несмотря на преобладание окислительных условий на дренированных плакорах, оглеение входит в комплекс почвообразовательных процессов, формирующих профиль.

В нижней части пологих склонов в связи с их большим увлажнением глеевый процесс становится господствующим. Сверху вниз по мезорельефу в почвах происходит увеличение содержания оксалаторастворимого и кислоторастворимого железа, а также доли двухвалентной формы в составе последнего. В этом же направлении уменьшаются значения рН, возрастает потенциальная кислотность, снижается насыщенность ППК основаниями.

Почвы крутых склонов развиваются в условиях непрекращающейся плоскостной эрозии, определяющей их молодость. Им свойственны более холодные тона фоновой окраски и меньшая кислотность, которую в данном случае можно рассматривать в качестве показателя степени педогенной трансформации исходной породы. В нижних горизонтах реакция среды может быть близкой к нейтральной или нейтральной. Их обезжелезнение – снижение содержания дитиониторастворимого железа по сравнению с почвами плакоров и пологих склонов, – по нашим представлениям, связана с вымыванием в условиях свободного дренажа значительной части подвижного железа, в больших количествах содержащегося в едомных и тем более

олерских отложениях. В пределах склона, особенно нижней его части также происходит перераспределение оксалато- и кислоторастворимого железа. Эти почвы испытывают постоянный приток влаги из-за вытаивания неглубоко расположенных ледяных жил, поэтому на наиболее крутых склонах создаются условия наибольшего переувлажнения и развиваются наиболее оглеенные разности. Схожий тип катен ранее описан нами на мысу Медвежьем [8].

Наиболее интересным и сложным для интерпретации объектом является глеевый горизонт в надмерзлотной части большинства описанных почв. Помимо морфологического своеобразия этот горизонт отличают обезжелезнение (потеря общего несиликатного и окристаллизованного железа); господство аморфного железа над окристаллизованным; высокое содержание комплексных железоорганических соединений; преобладание, иногда полное, мобильных форм в составе аморфного Fe_2O_3 ; почти всегда исключительно двухвалентный состав подвижного железа, указывающий на постоянство восстановительных условий; большое содержание водорастворимого и обменного $Fe(II)$, дающего интенсивную качественную реакцию в природных условиях.

Несоответствие наличия восстановленного глеевого горизонта мезофильной тундровой растительности, особенно на дренированных водоразделах и в верхней части пологих склонов; резкий переход к горизонту G_t от вышележащей глееватой толщи; законсервированность нижней его части в многолетней мерзлоте позволяют предполагать реликтовую природу этого горизонта. Однако повсеместное распространение указывает на то, что возраст его не старше возраста современного мезорельефа. Есть основания считать, что горизонт G_t генетически связан с органогенным надмерзлотно-аккумулятивным горизонтом, описанным в тундровой зоне Колымской низменности [2, 4]. Последний включен в этот глеевый горизонт, и мы склонны рассматривать их как единое целое.

Как показывают наши наблюдения в бассейне р. Алазеи (с 1998 г.) и на территории Колымской низменности вообще (с 1984 г.) глеевый горизонт может годами, возможно десятилетиями, существовать в замерзшем состоянии, за пределами слоя сезонного протаивания и сферы действия современных процессов почвообразования. Нерегулярные и кратковременные вхождения G_t в состав деятельного слоя вызывают некоторую трансформацию верхней его части, выражающуюся в частичном изменении окраски, в появлении желто-охристых примазок, в формировании даже окисно-глеевого горизонта (G_{ox}) над ним (профили 434-98 и 435-98), а также в несколько пониженном содержании кислоторастворимого железа в протаивающей части горизонта G_t по

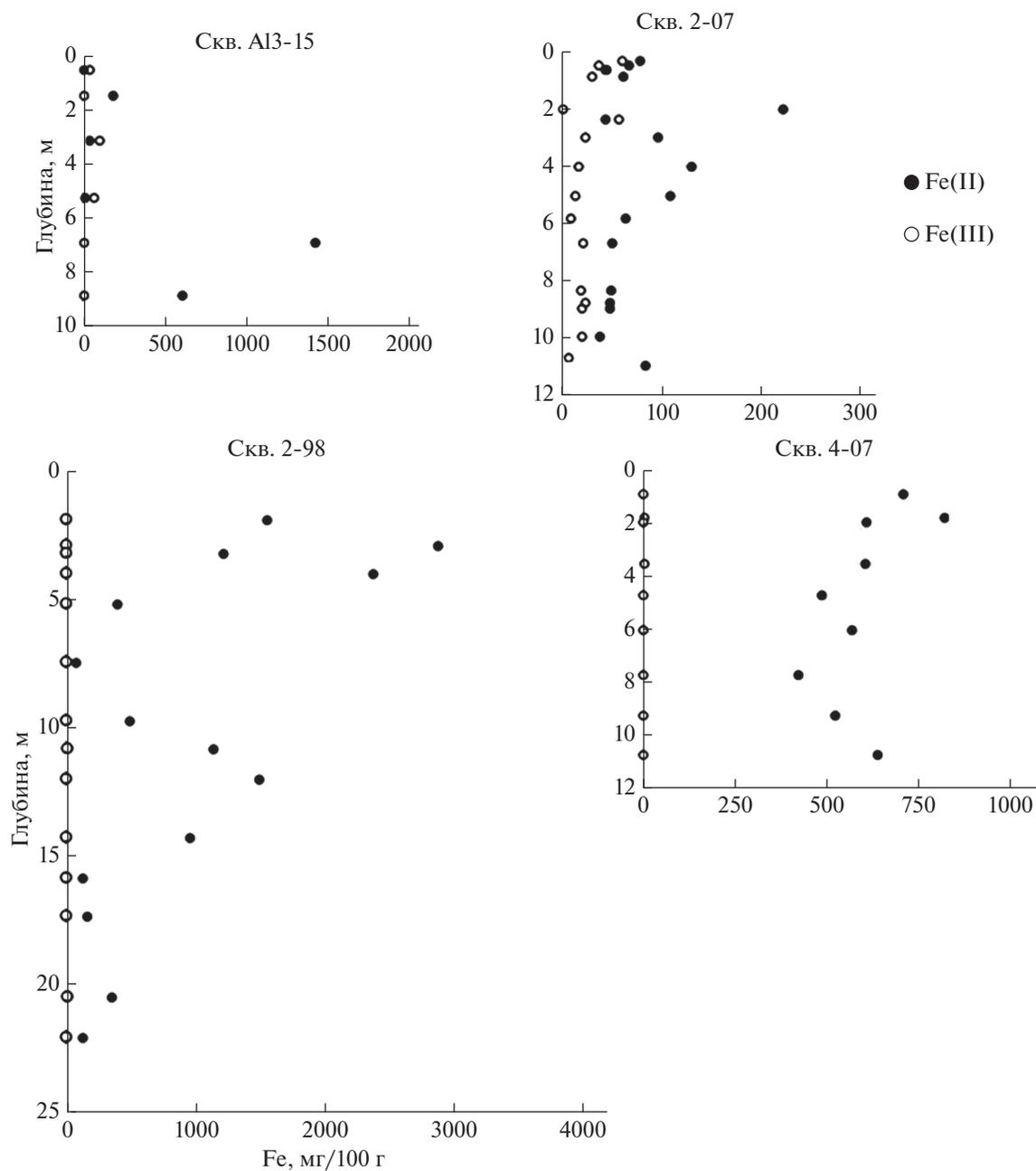


Рис. 3. Подвижное железо в скважинах.

сравнению с непротаивающей. Однако полной окислительной деградации его не происходит. В качестве одной из причин столь высокой окислительно-восстановительной буферности глеевого горизонта, скорее всего, выступают как раз включения больших объемов торфяного материала турбационной природы.

Сопоставление экстрагируемости железа 0.1 н. H_2SO_4 , определенной в холодном 1998 и теплом 2007 гг. на соседних плакорах, показало, что увеличение мощности деятельного слоя и вытаивание глеевого горизонта изменяют конфигурацию

профильного распределения подвижного железа, резко увеличивают его запас в почвенном профиле и смещают соотношение двух- и трехвалентной форм (рис. 2).

Распределение форм железа в многолетнемерзлых отложениях. На ключевом участке бассейна р. Алазеи содержание подвижного железа в верхней части геологического разреза, представленной ММО едомной свиты (скважина А1 3-15), изменяется в широких пределах. Серые и сизо-серые горизонты, весьма богатые железом (185–1432 мг Fe/100 г), представленном почти исключительно

двухвалентной формой, чередуются здесь с неоднородными по окраске горизонтами со сравнительно невысоким его содержанием (39–138 мг Fe/100 г), где преобладает трехвалентная форма – отношение $[Fe(II)]/[Fe(III)]$ составляет 0.08–0.38. В большинстве случаев значения этого показателя больше, чем в минеральных горизонтах современных почв, исключая надмерзлотный глеевый. Подстилающие отложения аллювиальной олерской свиты, вскрытые скважиной 2-98, характеризуются весьма высокой экстрагируемостью железа (до 2366–2865 мг Fe/100 г) и практически полным отсутствием трехвалентной формы в его составе, что указывает на господство восстановительных условий по всей изученной толще.

Определение содержания двух- и трехвалентного железа в мерзлых отложениях скважин 2-07 и 4-07 выявило, что в обеих Fe(II) превалирует над Fe(III), причем в отложениях голоценовой поймы и позднплейстоценового старичного озера (скважина 4-07) трехвалентное железо полностью отсутствовало, а в породах едомной свиты (ледового комплекса) (скважина 2-07) присутствовало в небольших количествах (рис. 3). В этой же скважине во всех исследованных образцах фиксировался биогенный метан, тогда как в скважине 2-07 его не обнаружено [20]. Преобладание двухвалентной формы подвижного железа над трехвалентной в большинстве изученных образцов ММО указывает на превалирование процесса редукции железа и позволяет предполагать наличие ЖВБ в составе микробных сообществ многолетней мерзлоты и специфических белков, связанных с их жизнедеятельностью.

Анализ метагеномов. Одним из наиболее информативных методов оценки разнообразия природных микробных сообществ являются метагеномные исследования. Этот же подход позволяет оценить функциональные гены белков, ответственных за основные биогеохимические процессы. Анализ аннотированных метагеномов выявил, что в них наиболее широко представлены микроорганизмы 9 бактериальных и одного архейного филума: *Proteobacteria*, *Actinobacteria*, *Firmicutes*, *Chloroflexi*, *Bacteroidetes*, *Acidobacteria*, *Cyanobacteria*, *Verrucomicrobia*, *Planctomycetes* и *Euryarchaeota* (рис. 4). Количество микроорганизмов, относящихся к другим филумам, было менее 1%. Гены микроорганизмов, относящихся к филуму *Proteobacteria*, доминируют в образцах старичного озера (IC4) и глееватом горизонте Vg (глубина 50–60 см) водораздельного криозема надмерзлотно-глееватого тяжелосуглинистого (IC1), *Actinobacteria* более широко представлены в отложениях позднплейстоценового ледового комплекса из скважин 2-07 и A13-15 (образцы IC8 и IC3)). Известно, что большинство ЖВБ относится к филуму *Proteobacteria* [15]. Нами показано, что в образце IC4 присутствует больше микроорганизмов, связанных с метановым цик-

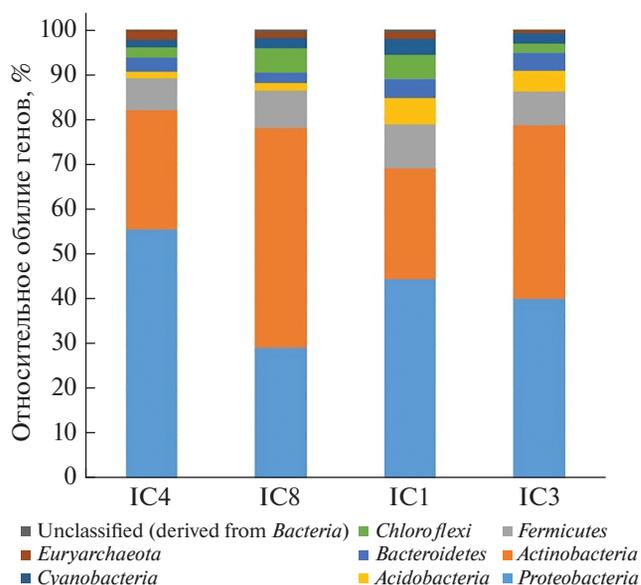


Рис. 4. Анализ метагеномов на уровне филума (данные нормализованы). Показаны только филумы, содержание которых превышало 1%.

лом, чем в образце из ледового комплекса (IC8) [20]. Анализ четырех метагеномов позволил выявить и сравнить количество последовательностей генов 16S рРНК, принадлежащих трем основным родам железовосстанавливающих бактерий: *Shewanella*, *Geobacter* и *Desulfuromonas* (рис. 5, А). В отложениях старичного озера (IC4) и глееватом горизонте современной тундровой почвы (IC1) эти микроорганизмы были представлены большим количеством генов 16S рРНК, чем в отложениях ледового комплекса (IC8 и IC3).

Как известно, железо необходимо для всех живых организмов, включая бактерии. Этот элемент входит в состав белков, осуществляющих важнейшие метаболические функции. В составе исследованных метагеномов выявлены гены, кодирующие белки, участвующие в ассимиляционных и диссимиляционных процессах восстановления и окисления железа (табл. 4). Видно, что в IC1 (глееватый горизонт современной тундровой почвы) по сравнению с образцом IC3 из подстилающих ММО превалируют белки, ответственные за процессы цикла железа, включая транспорт этого элемента в микробную клетку. Сравнивая белки в образцах IC4 и IC8, можно заметить, что набор белков, необходимых для восстановления железа, представлен большим количеством копий в IC4, чем в IC8, тогда как белки ассимиляционной железоредукции представлены большим количеством генов в IC8, чем в IC4. Эти данные являются еще одним подтверждением потенциала задающей роли биогеохимических реакций, осуществляемых микроорганизмами в процессе формирования почв и осадочных отложений.

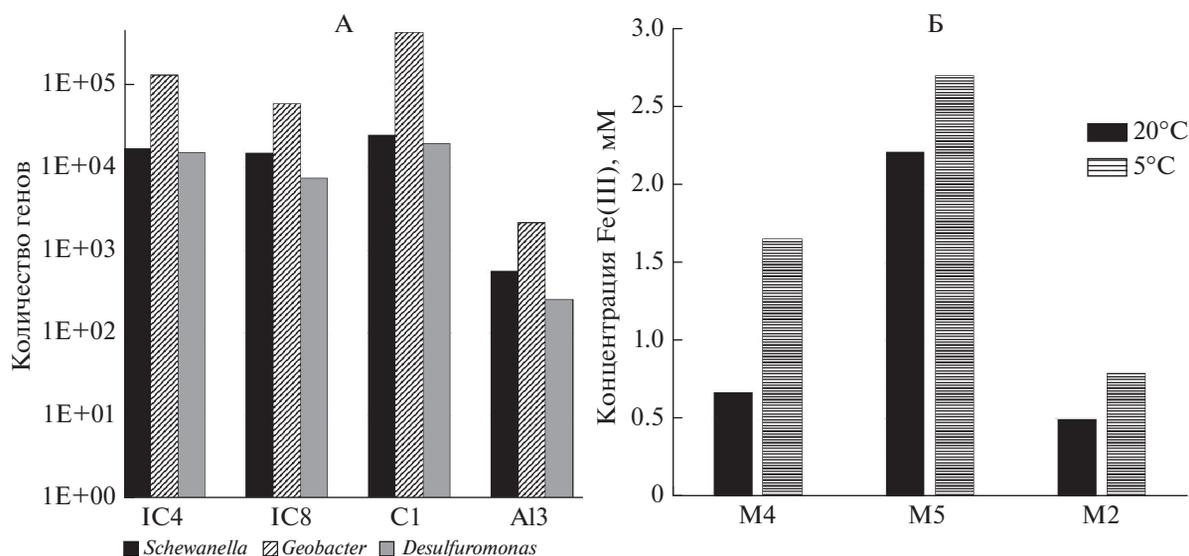


Рис. 5. Количество 16S рНК генов железовосстанавливающих микроорганизмов в метагеномах (А); образование двухвалентного железа в накопительных культурах при разных температурах (Б). Образцы, представленные на рис. 5, Б, отобраны из скв. 4-07, протока Амболихи (рис. 1, В, табл. 3): М2 с глубины 1.4 м, М4 с 17 м и М5 с 22 м.

Микробиологические исследования. Из образцов скважины 4-07, отобранных в районе протоки Амболихи, были получены накопительные культуры, в которых при разных температурах культивирования зафиксирован процесс восстановления трехвалентного железа. В накопительных культурах, инкубируемых при температуре 20°C (рис. 5, Б), количество восстановленного железа варьировало в пределах 0.5–2.21 мМ. Максимальное количество ионов Fe(II) (2.21 мМ) отмечено в накопительной культуре М5, полученной из образца ММО Колымской низменности, отобранного с глубины 22.2–22.3 м, а минимальное в культуре М2 с глубины 1.4 м, где содержание новообразованного двухвалентного железа не превышало 0.5 мМ. В на-

копительной культуре М4, полученной из образца той же скважины, но с глубины 17.5–17.6 м, концентрация ионов Fe(II) составила 0.67 мМ.

В накопительных культурах, инкубируемых в течение 40 сут при 5°C, концентрация ионов Fe(II) изменялась от 0.79 до 2.70 мМ. Микробные сообщества трех накопительных культур в процессе роста восстанавливали цитрат Fe(III) с образованием наибольшего количества Fe(II). Максимальная концентрация Fe(II) (2.70 мМ) обнаружена в накопительной культуре М5, полученной из образца ММО Колымской низменности. В накопительной культуре М4, полученной из образца арктических отложений, взятых из той же

Таблица 3. Места отбора образцов на микробиологические и метагеномные исследования

Образец	Район исследования	Место расположения и скважины	Глубина, м	Описание
IC1	А (69.338869° N, 154.996948° E)	р. Алазея	0.5–0.6	Современная почва (криозем надмерзлотно-глиеватый тяжелосуглинистый, горизонт Bg)
IC3		р. Алазея, скв. А13-15	3.5	Оторфованный горизонт в позднеплейстоценовом ледовом комплексе
IC8	Б (68.693947° N, 158.710142° E)	р. Омолон, скв. 2-2007	16	Ледовый комплекс, поздний плейстоцен, суглинок
IC4	В (68.711290° N, 161.434493° E)	Протока Амболиха, скв. 4-2007	1.4 17.5 22.0	Старичное озеро, поздний плейстоцен, суглинок

Примечание. Районы А, Б и В – представлены на рис. 1.

Таблица 4. Функциональные белки, связанные с циклом железа (число белок-кодирующих генов в метагеномах современной почвы и образца многолетнемерзлой породы)

Номен- клатура	Функциональные белки	Р. Алазея		Р. Амболиха и Омолон	
		IC1	IC3 (A13-15)	IC4 (4-07)	IC8 (2-07)
	Fe-содержащие белки				
EC 1.2.7.1	Pyruvate: ferredoxin oxidoreductase	27291	155	9588	1858
EC 1.2.7.8	Indolepyruvate oxidoreductase	15875	159	18473	2051
EC 1.2.7.4*	Carbon monoxide dehydrogenase	195098	1479	51839	51725
EC 1.17.1.9*	Formate dehydrogenase—O, iron—sulfur	2066	11	798	278
EC 1.18.1.3	Naphthalene 1,2-dioxygenase system ferredoxin—NAD(+) reductase	17	1	16	68
EC	4Fe—4S ferredoxin, iron—sulfur binding	12623	7	10511	7212
EC 1.7.7.1	Ferredoxin—nitrite reductase	2874	22	584	108
EC 1.18.1.2	Ferredoxin—NADP(+) reductase	3118	1	1531	310
EC 1.8.7.1	Ferredoxin—sulfite reductase (assimilatory)	6842	35	919	858
	Белки ассимиляционной железоредукции				
EC 1.5.1.30	Flavin reductase	588	21	958	420
EC 7.1.1.8*	Ubiquinol—cytochrome c reductase	26319	858	20376	23046
EC	Ferredoxin, 2Fe—2S	26660	142	2667	4219
	Белки диссимиляционной железоредукции				
	Periplasmic decaheme cytochrome c, MtrA,D	1567	5	75	40
EC 1.18.6.1	Nitrogenase (molybdenum—iron)	2810	19	1380	22
EC 1.18.6.1	Nitrogenase (vanadium—iron)	4	9	7	0
	Белки транспорта Fe(III) и Fe(II)				
EC 4.99.1.1	Ferrocyclase, protoheme ferro—lyase	32978	690	15682	13913
	Ferrous iron transport protein B	56840	380	14643	2605
	Белки, регулирующие транспорт Fe(III) и Fe(II)				
	Ferric uptake regulation protein FUR	19736	120	2526	975

скважины с глубины 17.5–17.6 м, количество восстановленного железа составило 1.65 мМ.

В результате экспериментов показано, что сформировавшиеся микробные сообщества ЖВБ, полученные из разных природных образцов и культивируемые при 5°C, восстанавливали трехвалентное железо более активно в отличие от сообществ, полученных из этих же образцов, но выращенных при 20°C. Зарубежными коллегами в 2017 г. было обнаружено [17], что скорость восстановления железа накопительными культурами, полученными из подледниковых отложений, отобранных в различных географически отдаленных друг от друга ледниках, была выше при 4°C по сравнению с 15°C.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены данные, указывающие на возможность протекания глеевого процесса в водораздельных и склоновых почвах, формирующихся в условиях континентального климата тундровой зоны Колымской низменности. В почвах нижней части пологих склонов и крутых склонов этот процесс является преобладающим.

Периодически вытравивший из мерзлоты в наиболее теплые годы глеевый горизонт (Gt) характеризуется преобладанием двухвалентной формы подвижного железа в составе несиликатного, что способствует обезжелезнению этого горизонта. По всей видимости, он представляет собой реликт более теплого и влажного этапа почвообразования. Несмотря на некоторые изменения в верхней части глеевого горизонта, полной окислительной дегградации при его протаивании не происходит, в том числе из-за буферной роли содержащихся в Gt торфяных прослоев и линз.

На основании анализа аннотаций метагеномов выявлены гены микроорганизмов, ответственных за железоредукцию. Показано, что в отложениях, сформировавшихся в более гидроморфных условиях и глееватом горизонте современной водораздельной почвы, доминирует филум *Proteobacteria*, к которым относятся железовосстанавливающие микроорганизмы. Три выбранных нами рода: *Shewanella*, относящийся к классу *Gammaproteobacteria*, *Geobacter* и *Desulfuromonas* (класс *Deltaproteobacteria*) — были широко представлены в этих образцах.

Выявлен процесс микробного восстановления железа в образцах (IC4) старичного озера, причем большая активность наблюдалась при температуре инкубирования 5°C, чем при 20°C. Можно предположить, что основная часть культивируемых сообществ ЖВБ адаптирована к низким температурам многолетнемерзлых отложений Арктики. Такие психрофильные сообщества играют важную роль в цикле железа и деструкции органического вещества в холодных экосистемах.

Показано, что железоредукция и осуществляющие ее микроорганизмы являются важным фактором формирования окислительно-восстановительных условий в позднем плейстоцене и современных почвах. Можно предположить, что при потеплении климата, увеличении количества атмосферных осадков, повышении температуры мерзлоты и мощности сезонного (активного) слоя все биогеохимические процессы, включая железоредукцию будут играть еще большую роль.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают искреннюю благодарность А.В. Лупачеву за помощь при проведении почвенных исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания АААА-А18-118013190181-6 и поддержана грантами РФФИ: 19-29-05003-мк и 19-04-00831, частично поддержана грантом NSF DEB-1442262.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 488 с.
2. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Надмерзлотные горизонты аккумуляции грубого органического вещества в криоземах тундр Северной Якутии // Почвоведение. 2018. № 7. С. 815–825.
3. *Зонн С.В.* Железо в почвах (генетические и географические аспекты). М.: Наука, 1982. 209 с.
4. *Лупачев А.В., Губин С.В.* Органогенные надмерзлотно-аккумулятивные горизонты криоземов тундр Севера Якутии // Почвоведение. 2012. № 1. С. 57–68.
5. *Муликовская Е.П., Резников А.А., Соколов И.Ю.* Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 488 с.
6. *Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В., Лауринвичус К.С., Федоров-Давыдов Д.Г., Холодов А.Л., Щербакова В.А. Гиличинский Д.А.* Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 3. С. 23–41.
7. *Федоров-Давыдов Д.Г., Губин С.В., Макеев О.В.* Содержание подвижного железа и возможность оглеения в почвах Колымской низменности // Почвоведение. 2004. № 2. С. 159–170.
8. *Федоров-Давыдов Д.Г., Мергелов Н.С., Морозов М.М.* Почвенный покров приморских едом Колымской низменности // Мат-лы Междунар. конф. “Криогенные ресурсы полярных регионов” (г. Салехард, июнь 2007 г.). Т. 2. С. 113–116.
9. *Федоров-Давыдов Д.Г., Давыдов С.П., Давыдова А.И., Остроумов В.Е., Холодов А.Л., Сороковиков В.А., Шмелев Д.Г.* Температурный режим почв северной Якутии // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 4. С. 15–24.
10. *Abramov A., Davydov S., Ivashchenko A., Karelin D., Kholodov A., Kraev G., Lupachev A. et al.* Two decades of active layer thickness monitoring in northeastern Asia // Polar Geography. 2019. P. 1–17. <https://doi.org/10.1080/1088937X.2019.1648581>
11. *Bowman J.P., McCammon, S.A., Nichols D.S., Skerratt J.H., Rea S.M., Nichols P.D., McMeekin T.A.* *Shewanella gelidimarina* sp. nov., *Shewanella frigidimarina* sp. nov., novel Antarctic species with the ability to produce eicosapentaenoic acid (20:5 ω 3) and grow anaerobically by dissimilatory Fe (III) reduction // Int. J. System. Evolut. Microbiol. 2005. V. 47. P. 1040–1047.
12. *Canfield D., Kristensen E., Thamdrup B.* Aquatic Geomicrobiology 1st Edition. 2005. V. 48. 656 p. ISBN: 9780080575407
13. *Cowart R.E.* Reduction of iron by extracellular iron reductases: implications for microbial iron acquisition // Archives Biochem. Biophys. 2002. V. 2. P. 273–281. [https://doi.org/10.1016/S0003-9861\(02\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0003-9861(02)00012-7)
14. *Fyodorov-Davydov D.G., Kholodov A.L., Ostroumov V.E., Kraev G.N., Sorokovikov V.A., Davydov S.P., Merekalova A.A.* Seasonal thaw of soils in the North Yakutian ecosystems // Proceedings of the Ninth International conference on permafrost (June 29–July 3, 2008, University of Alaska, Fairbanks). Fairbanks, 2008. V. 1. P. 481–486.
15. *Hedrich S., Schlömann M., Johnson D.B.* The iron-oxidizing proteobacteria // Microbiology. 2011. V. 157(6). P. 1551–1564. <https://doi.org/10.1099/mic.0.045344-0>
16. *Meyer F., Paarmann D., D'Souza M., Olson R., Glass E.M., Kubal M., Paczian T., Rodriguez A., Stevens R., Wilke A., Wilkening J.* The metagenomics RAST server—a public resource for the automatic phylogenetic and functional analysis of metagenomes // BMC Bioinformatics. V. 9. P. 386. <https://bmcbioinformatics.biomedcentral.com/articles/10.1186/1471-2105-9-386>
17. *Nixon S.L., Telling J.P., Wadham J.L., Cockel C.S.* Viable cold-tolerant iron-reducing microorganisms in geographically diverse subglacial environments // Biogeosciences. 2017. V. 14(6). P. 1445–1455. <https://doi.org/10.5194/bg-14-1445-2017>
18. *Pecheritsyn S.A., Rivkina E.M., Akimov V.N., Shcherbakova V.A.* *Desulfovibrio arcticus* sp. nov., a psychrotolerant sulphate-reducing bacterium from a cryopeg // Int.

- J. System. Evol. Microbiol. 2012. V. 62(1). P. 33–37.
<https://doi.org/10.1099/ijs.0.021451-0>
19. Rivkina E., Gilichinsky D., Wagener S., Tiedje J., McGrath J. Biogeochemical activity of anaerobic microorganisms from buried permafrost sediments // *Geomicrobiology J.* 1998. V. 15(3). P. 187–193.
<https://doi.org/10.1080/01490459809378075>
 20. Rivkina E., Petrovskaya L., Vishnivetskaya T., Krivushin K., Shmakova L., Tutukina M., Meyers A., Kondrashov F. Metagenomic analyses of the late Pleistocene permafrost-additional tools for reconstruction of environmental conditions // *Biogeosciences.* 2016. V. 13(7). P. 2207–2219.
<https://doi.org/10.5194/bg-13-2207-2016>
 21. Ryzhmanova Y., Abashina T., Petrova D., Shcherbakova V. *Desulfovibrio gilichinskyi* sp. nov., a cold-adapted sulfate-reducing bacterium from a Yamal Peninsula cryopeg // *Int. J. Syst. Evol. Microbiol.* 2019. V. 69(4). P. 1081–1086.
<https://doi.org/10.1099/ijsem.0.003272>
 22. Shi T., Reeves R.H., Gilichinsky D.A., Friedmann E.I. Characterization of viable bacteria from Siberian permafrost by 16S rDNA sequencing // *Microbial Ecology.* 1997. V. 33(3). P. 169–179.
 23. Slobodkin A.I., Wiegel J. Fe(III) as an electron acceptor for H₂ oxidation in thermophilic anaerobic enrichment cultures from geothermal areas. *Extremophiles.* 1997. V. 1(2). P. 106–109.
 24. Vandieken V., Mussmann M., Niemann H., Jørgensen B.B. *Desulfuromonas svalbardensis* sp. nov., *Desulfuromusa ferrireducens* sp. nov., psychrophilic, Fe(III)–reducing bacteria isolated from Arctic sediments, Svalbard // *Int. J. System. Evol. Microbiol.* 2006. V. 56(5). P. 1133–1139.
<https://doi.org/10.1099/ijs.0.63639-0>
 25. Ventura B.A., González F., Ballester A., Blázquez M.L., Muñoz J.A. Bioreduction of iron compounds by *Aeromonas hydrophila* // *Int. Biodeter. Biodegrad.* 2015. V. 103. P. 69–76.
<https://doi.org/10.1016/j.ibiod.2015.03.034>
 26. Viollier E., Inglett P.W., Hunter K., Roychoudhury A.N., Van Cappellen P. The ferrozine method revisited: Fe(II)/Fe(III) determination in natural waters // *Appl. Geochem.* 2000 V. 15(6). P. 785–790.
[https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(99\)00097-9](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(99)00097-9)
 27. Weber K.A., Achenbach L.A., Coates J.D. Microorganisms pumping iron: anaerobic microbial iron oxidation and reduction // *Nature Rev. Microbiol.* 2006. V. 4(10). P. 752–764.
<https://doi.org/10.1038/nrmicro1490>
 28. Wolin E.A., Wolin M., Wolfe R.S. Formation of methane by bacterial extracts // *J. Biological Chemistry.* 1963. V. 238(8). P. 2882–2886.
 29. Zhang C., Stapleton R.D., Zhou J., Palumbo A.V., Phelps T.J. Iron reduction by psychrotrophic enrichment cultures // *FEMS Microbiol. Ecol.* 1999. V. 30(4). P. 367–371.
<https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.1999.tb00664.x>

Free Iron and Iron-Reducing Microorganisms in Permafrost and Permafrost Affected Soils of Northeastern Siberia

E. M. Rivkina^{1, *}, D. G. Fedorov-Davydov¹, A. G. Zakharyuk²,
 V. A. Shcherbakova², and T. A. Vishnivetskaya^{1, 3}

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

²*Skryabin Institute of Biochemistry and Physiology of Microorganisms, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

³*University of Tennessee, 1416 Circle Drive, Knoxville, TN 37996-1605 USA*

*e-mail: rivkina@issp.psn.ru

An agreement between the content of amorphous (oxalate-extractable) iron, mainly its mobile (acid-soluble) part, and morphochromatic characteristics of gley attests to the modern activity of gleyzation processes in tundra soils of the Kolyma Lowland, especially in lower parts of gentle slopes and on steep slopes. A suprapermafrost reduced gley horizon thawing out of the permafrost in the warmest years is considered a relic of the warmer and wetter stage of soil formation. An integrated analysis of data on the contents of mobile iron and annotated metagenomes indicates that microorganisms affiliated with the Proteobacteria phylum capable of iron reduction predominate in sediments formed under hydromorphic conditions and in modern mineral soil. In laboratory experiments, the process of microbial iron reduction was more active at 5°C than at 20°C. Therefore, it can be assumed that the majority of cultivated communities of iron-reducing bacteria is adapted to low Arctic temperatures. Under conditions of climate warming and an increase in precipitation, the permafrost temperature, the thickness of the seasonally thawed layer, and the high bulk iron content, iron reduction processes will play an even greater role, creating favorable redox conditions for the formation of methane, one of the most important greenhouse gases.

Keywords: iron, metagenome, microorganisms, iron reduction

УДК 631.4:631.46:573.3:574.44

ПРИМЕНЕНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ROMUL И Romul_Hum ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭМИССИИ CO₂ И ДИНАМИКИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СЕРОЙ ЛЕСНОЙ ПОЧВЕ ПОД ЛИСТВЕННЫМ ЛЕСОМ В ЮЖНОМ ПОДМОСКОВЬЕ

© 2020 г. И. В. Припутина^{a, *}, С. С. Быховец^a, П. В. Фролов^a, О. Г. Чертов^b, И. Н. Курганова^a,
В. О. Лопес де Гереню^a, Д. В. Сапронов^a, Т. Н. Мякшина^a

^aИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

^bБингенский технический университет, Берлинштрассе, 109, Бинген, 55411 Германия

*e-mail: priputina@pbcras.ru

Поступила в редакцию 26.03.2020 г.

После доработки 15.04.2020 г.

Принята к публикации 27.04.2020 г.

Выполнена проверка (валидация) моделей ROMUL и Romul_Hum по данным многолетних измерений почвенного дыхания, проводимых ИФХиБПП РАН в южном Подмоскowie (54°50' N, 37°34' E). Для серой лесной почвы (Albic Luvisol) под вторичным лиственным лесом получены оценки динамики запасов углерода и почвенной эмиссии CO₂ для трех сценариев растительного опада, скомпированных с учетом экспериментальных данных по составу и массам опада. Расчеты многолетних рядов значений температуры и влажности лесной подстилки и верхних органо-минеральных горизонтов в имитационных экспериментах основаны на реальных данных по температуре воздуха и осадкам за 1973–2016 гг. Результаты вычислений на основе модели Romul_Hum, в которой реализовано описание эффектов, связанных с жизнедеятельностью почвенной фауны, приводящих к образованию разных фракций органического вещества почв, показали большее соответствие данным полевых измерений. Эмиссия CO₂, запасы углерода и отношение C : N в горизонтах серой лесной почвы лучше соответствовали натурным данным в сценариях опада, исключавших поступление фракции ветвей. Выявленные различия между имитируемыми и фактическими показателями почвы объясняются особенностями поступления и трансформации разных фракций опада, что не всегда учитывается при отборе почвенных проб. Результаты исследования заставляют обратить внимание на необходимость анализа неопределенности оценок углеродного баланса в лесных экосистемах не только в связи со сложностью учета крупных древесных остатков (сухостоя и валежа), но и в отношении более мелких фракций древесного опада.

Ключевые слова: имитационные модели, фракции опада, почвенная биота, минерализация, эмиссия CO₂

DOI: 10.31857/S0032180X20100159

ВВЕДЕНИЕ

Роль почвенных математических моделей как современного инструмента для анализа и прогноза состояния почвенного покрова и экологических изменений, связанных с хозяйственной деятельностью человека или неблагоприятными природными явлениями, является общепризнанной [38, 62, 68, 70]. В почвенном имитационном моделировании, как и в экспериментальном почвоведении, повышенное внимание уделяется процессам минерализации и образования органического вещества почв (ПОВ) с ориентацией, в первую очередь, на математическое описание динамики пулов и интенсивности потоков углерода [71, 72]. Моделей, описывающих процессы внутрипочвенного цик-

ла азота и совместную динамику C и N, существенно меньше [65, 73].

Теоретические подходы, используемые при моделировании динамики ПОВ, подробно рассмотрены, например, Рыжовой [29] и Чертовым и Комаровым [36]. В самом общем виде модели ПОВ описывают трансформацию вещества из органических в неорганические соединения в результате процессов, контролируемых схожими биогеохимическими ограничениями. Собственно процесс минерализации рассматривается как биологически опосредованная серия реакций, где органические субстраты превращаются в живую биомассу и минеральные остатки [65]. Сложный состав соединений растительного опада и ПОВ,

их разная устойчивость к деградации может быть учтена через соответствующие скорости оборачиваемости и время пребывания в разных пулах углерода [11, 22].

В обзоре Манзони и Парторато [61] упоминается о 250 моделях динамики ПОВ, созданных с 1930-х по 2000-е годы (включая 7 ссылок на работы российских авторов [15, 39, 40, 64, 66, 74, 78]). Бóльшая часть включенных в обзор моделей ориентирована на агропочвы. В меньшем числе моделей имитируются процессы образования органического вещества в лесных почвах [60], для которых характерны более сложное строение почвенного профиля, разновременная динамика поступления видоспецифичного растительного опада и особенности его биохимической трансформации, [1, 2, 9, 51, 73]. Некоторые из известных моделей агропочв на сегодняшний день имеют “лесные” версии [55, 65, 76], что связано со значительной ролью лесов и лесных почв в депонировании CO_2 атмосферы [48].

Семейство моделей ROMUL, созданных коллективом исследователей из Пушино и Санкт-Петербурга, изначально ориентировано на моделирование динамики лесных почв. Первым шагом на пути их создания была компиляция модели динамики лесной подстилки [34]. Она была разработана с использованием доступных на тот момент данных по скорости разложения подстилки в лабораторных условиях. Отличительной чертой модели был акцент не только на минерализацию, но и на гумификацию разлагающегося материала. Была предложена концепция “комплекса гумусовых веществ с неразложившимися растительными остатками” (complex of humic substances или CHS) как один из механизмов закрепления гуминовых кислот в ПОВ и замедления скорости минерализации остаточного неразложившегося материала.

В дальнейшем к исходной модели лесной подстилки был добавлен блок органического вещества минеральных горизонтов почв, что позволило более полно имитировать динамику всего ПОВ. Скорости минерализации и гумификации ПОВ в этой новой модели SOMM (Soil Organic Matter Model) [35, 40] также были скомпилированы на основе имеющихся экспериментальных данных. Модель SOMM прошла верификацию и сравнение с девятью другими динамическими моделями ПОВ, показав хорошие результаты в сопоставлении со столетними рядами наблюдений за динамикой ПОВ на Ротамстедской опытной станции (Великобритания) и, особенно, с результатами некоторых других моделей, потребовавших специфической калибровки для отдельных объектов [41, 70]. Модель была полностью интегрирована в первую версию процессной модели лесной экосистемы EFIMOD (European

Forest Institute MODel) [42] и использована, например, для оценки скорости восстановления почв при рекультивации промышленных отвалов в Германии [43].

В последствии модель SOMM была существенно улучшена за счет корректировки по новым экспериментальным данным Надпорожской [24, 25] и другим публикациям, получив имя ROMUL (от немецкого ROhhumus MUL) [44]. Модель ROMUL, имеющая Свидетельство о государственной регистрации [31], также была интегрирована в EFIMOD и применялась для решения теоретических и практических задач не только в России [26, 52, 59, 63].

Модель Romul_Hum — следующая модификация в этом семействе моделей. Ее детальное описание дано в работах Комарова и Чертова с соавт. [45, 46, 54]. Помимо процессов минерализации ПОВ, связанных с микробным дыханием, в Romul_Hum более детально реализовано описание эффектов, обусловленных жизнедеятельностью почвенной фауны, приводящих к образованию разных фракций ПОВ. Это позволило перейти к количественной оценке вклада почвенной биоты в формирование эмиссионных потоков CO_2 из почв и в процессах стабилизации ПОВ. С этой целью в сохраненную от ROMUL структуру модели включены два дополнительных модуля. Первый — описывает детритные пищевые цепи почвенной микро- и мезофауны с образованием экскрементов и некромассы, как компонентов ПОВ, и выделением CO_2 в процессе дыхания почвенной биоты. Второй блок описывает отдельно процессы трансформации растительного опада, связанные с жизнедеятельностью дождевых червей [46]. Новые модули позволяют количественно оценить вклад трудноучитываемых в условиях реальных почв продуктов жизнедеятельности почвенной фауны (экскрементов и некромассы) в образование устойчивых форм ПОВ и связывание углерода, что соответствует представлениям о роли почвенной биоты в процессах почвообразования и депонирования C в наземных экосистемах [6, 8].

Первоначальное тестирование Romul_Hum было выполнено по данным о запасах ПОВ в разновозрастных залежах [53, 54]. Проверки на соответствие экспериментальным данным для модели ROMUL также проводились в основном по данным динамики ПОВ [63, 70]. Но модели позволяют рассчитывать величину эмиссии CO_2 в результате минерализации ПОВ, поэтому их параллельная проверка по этой переменной представляет актуальность для оценки и прогнозирования вклада лесных почв в эмиссию парниковых газов. Натурными данными для этого может быть накопленный в ИФХиБПП РАН многолетний ряд еженедельных измерений почвенной эмиссии CO_2 , прово-

Таблица 1. Состав и масса фракций растительного опада, отобранного из опадоуловителей, размещенных на участке мониторинга эмиссии CO₂ (данные за 2010–2016 гг.)

Компонент опада	Масса опада, кг/м ² в год		% от суммарной массы опада min–max
	среднее за 6 лет	min–max	
Листья	0.382	0.304–0.432	46.4–76.2
Крылатки липы	0.013	0.005–0.031	0.8–4.4
Крылатки клена	0.011	0.002–0.018	0.3–3.2
Почки	0.036	0.023–0.051	4.2–7.9
Древесные части (ветки)	0.099	0.049–0.167	9.5–25.5
Всего	0.611	0.515–0.698	

димых с середины 1990-х гг. в южном Подмоскowie [17, 18, 56].

В статье представлены результаты вычислительных экспериментов по оценке эмиссии CO₂ и динамики ПОВ для серой лесной почвы под осиново-широколиственным древостоем, выполненные на основе моделей ROMUL и Romul_Hum. Сравнительный анализ результатов моделирования и данных полевых измерений позволяет судить о точности модельных расчетов в отношении эмиссии CO₂ из лесных почв. Еще одной целью работы было выявить различия в оценках динамики ПОВ и эмиссионных потоков CO₂, связанные с модификацией алгоритма в модели Romul_Hum.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

Участок, на котором непрерывно, начиная с ноября 1997 г. проводили круглогодичные еженедельные измерения почвенной эмиссии CO₂, расположен в Московской области на правом берегу р. Оки вблизи г. Пушкино (54°50' N, 37°34' E), в верхней относительно пологой части склона северной экспозиции. Исследуемая почва – серая лесная суглинистая на покровном суглинке (Albic Luvisol) [14, 77] находится под вторичным листовым лесом. На момент начала мониторинговых исследований средний возраст древостоя составлял примерно 50 лет. В основном ярусе древостоя преобладали осина (*Populus tremula* L.), липа (*Tilia cordata* Mill.) и береза (*Betula* spp.), в подросте – клен (*Acer platanoides* L.). Напочвенный покров представлен неморальными видами *Galeobdolon luteum* Huds. и *Aegopodium podagraria* L., в первой половине вегетационного сезона широко распространена *Pulmonaria obscura* Dum. Существенных изменений видового состава фитоценоза за период наблюдений не произошло.

Информация о почвенных характеристиках, методика и данные измерений эмиссии CO₂ опубликованы ранее [17, 18, 56]. Отметим, что эмиссионный поток CO₂ из почв при используемой технике

измерений представляет собой общее дыхание почвы (микробное и корневое) и дыхание подстилки.

Источники информации для входных данных и имитационных сценариев. Почвенный профиль в моделях ROMUL и Romul_Hum условно разделен на два слоя: органогенный (соответствующий лесной подстилке) и органо-минеральный (в случае исследуемой почвы он объединяет горизонты A1, A2B, B1). В модели ROMUL процессы последовательного преобразования растительного опада в органогенном горизонте описываются отдельно для опада текущего года (L) и растительных остатков предшествующих лет (соответствующих представлениям о CHS), что близко условиям ферментативного типа подстилки [2]. В Romul_Hum использовано классическое разделение подстилки на подгоризонты L, F, H [50], которые соответствуют горизонтам O1, O2, O3 подстилок гумифицированного типа [33], преобладающего на участке мониторинга.

Начальные запасы органического вещества, азота и величины C : N в почве, использованные в имитационных экспериментах в качестве входных данных, рассчитаны по имеющимся для этого участка данным. Запас лесной подстилки рассчитывался без разделения на подгоризонты L, F, H из-за ее малой мощности. Запасы органического вещества в подстилке составляют 0.25 кг C/м², в органо-минеральной части профиля – 7.17 кг C/м², а соответствующие им значения C : N равны 25 и 12.3.

Поступление растительного опада на поверхность почвы оценивалось по данным измерений поступления листвы, почек, крылаток и древесного материала (веток), которые отбирали из опадоуловителей в трехкратной повторности ежемесячно в течение 2010–2015 гг. (табл. 1) [30]. Шаг моделирования (1 месяц) в моделях ROMUL и Romul_Hum совпадает с периодичностью сбора растительного материала из опадоуловителей. Это позволило использовать в расчетах для конкретных месяцев соответствующие им данные по

Таблица 2. Сценарии поступления опада и показатели С : N разных фракций опада в имитационных экспериментах, кг/(м² мес.)

Месяц/сценарий	Древостой			Лесное широкотравье	
	листья (С : N = 42)	ветви (С : N = 100)	корни (С : N = 42)	надземные органы (С : N = 28)	корни (С : N = 42)
Поступление опада					
Январь	0	0	0.0204	0	0.00033
Февраль	0	0	0.0204	0	0.00033
Март	0.0033	0.0118	0.0204	0	0.00033
Апрель	0.0057	0.0068	0.0204	0.0008	0.00033
Май	0.0094	0.0090	0.0204	0.0016	0.00033
Июнь	0.0041	0.0044	0.0204	0.0024	0.00033
Июль	0.0046	0.0033	0.0204	0.0024	0.00033
Август	0.0074	0.0031	0.0204	0.0040	0.00033
Сентябрь	0.0455	0.0074	0.0204	0.0032	0.00033
Октябрь	0.1059	0.0081	0.0204	0.0016	0.00033
Ноябрь	0.0051	0.0047	0.0204	0	0.00033
Декабрь	0	0	0.0204	0	0.00033
Набор опада					
LV&BR	+	+	+	–	–
LV	+	–	+	–	–
LV&HR	+	–	+	+	+

массам фракций опада, исходя из средних значений за 6-летний период (табл. 2).

Не располагая экспериментальными данными для оценки массы корневого опада древостоя, использовали оценки из работы [47]. Для опада тонких корней была принята величина, равная 150% массы ежегодного опада листвы, а его поступление в течение года считали равномерным.

В отсутствии данных по опадению растений на почвенного покрова использовали оценки для лесов схожего видового и возрастного состава на серых лесных почвах [28]. Считали, что масса поверхностного опада трав составляет 10% от массы опада листвы, но характер поступления этой фракции в течение года в имитационных сценариях отличался от листвы. В частности, учтено отмирание наземных органов первоцветов, которое происходит уже в июне–июле. Корневой опад трав принят равным 25% от массы их поверхностного опада [16]. Весь корневой опад в расчетах считали поступающим в органо-минеральную часть почвенного профиля, что соответствует условиям исследуемого фитоценоза.

Данные о содержании С и N для трех фракций поверхностного опада (листья, мелкие ветви и травы) и двух фракций корневого опада (тонкие корни деревьев и корни трав) были получены в

разные годы исследований и из литературы [49]. Отношение С : N в рассматриваемых фракциях отражено в табл. 2.

Вычислительные эксперименты включали три сценария растительных опадов. Первый соответствовал структуре и массе опада, собранного из опадоуловителей и включающего листья и ветви, а также учитывал корневой опад деревьев (условное обозначение LV&BR). Второй предполагал поступление на поверхность почвы только листового опада и корневого опада древостоя в органо-минеральную часть профиля (сценарий LV). В третьем поверхностный опад включал листья и травы, а внутрипочвенный – корни деревьев и трав (сценарий LV&HR). Средние значения С : N в суммарных опадах для сценариев убывают в ряду: LV&BR > LV > LV&HR, что позволило проанализировать отклик моделей на качество поступающего опада.

Климатические данные для расчета гидротермических условий в почве. Помимо качества опадов, интенсивность минерализация ПОВ в моделях ROMUL и Romul_Hum зависит от температуры и влажности подстилки и органо-минеральных горизонтов. Соответствующие им многолетние ряды значений были рассчитаны с использованием модели SCLISS (Soil CLimate Statistical Simulator) [4, 22]

на основе данных по температуре воздуха и осадкам, полученных на Станции комплексного фоновое мониторинга Приокско-Тerrasного заповедника (СКФМ ПТЗ) за 1973–2016 гг. [19, 27]. Продолжительность имитационного сценария по сравнению с фактическим периодом измерений CO_2 была увеличена, так как это необходимо для начальной “раскрутки” (spin-up) модели. Значения водно-физических констант (влажность завядания, наименьшая полевая влагоемкость и полная влагоемкость) были оценены: для подстилки – по ее плотности, согласно зависимостям, полученным нами ранее по литературным данным [3]; для органо-минеральных горизонтов – по гранулометрическому составу и содержанию органического вещества, согласно [67]. Выборки наиболее влажных (1998, 2006, 2008, 2013, 2016) и сухих (2002, 2007, 2009, 2010, 2014) лет за рассматриваемый период мониторинга эмиссии CO_2 (1998–2016) получены на основе сравнения значений летнего гидротермического коэффициента с климатической нормой по этому показателю [18, 19].

Модели ROMUL и Romul_Num позволяют учесть в имитационных оценках *поступление азота с атмосферными выпадениями*, которое в наших расчетах было принято равным 6 кг/га в год (или 0.00005 кг N/м² в месяц), исходя из данных для СКФМ ПТЗ [7, 32]. В сценариях была реализована зависимость поступления азота с атмосферными выпадениями от среднемесячной температуры воздуха (t). При $t < 0^\circ\text{C}$ поступления азота в почву не происходит, что условно соответствует его аккумуляции в снежном покрове. Но если в следующий за этим месяц (как правило, март или апрель) $t > 0^\circ\text{C}$, то считали, что в почву поступает одновременно и азот предшествующих “зимних” месяцев.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ динамики запасов углерода. Сценарий LV&BR. В этом сценарии, максимально соответствующем данным опадоуловителей, обе модели показывают заметное увеличение запасов углерода в лесной подстилке по сравнению с начальным значением, рассчитанным по данным полевых исследований (рис. 1). Рост запасов происходит в первые 10–15 лет, после чего углеродный пул подстилки относительно стабилизируется на уровне 1.0 кг С/м² для модели ROMUL и 0.85 кг С/м² для Romul_Num, что в 3–4 раза превышает натурные данные. Такой характер изменений указывает на явное несоответствие между количеством поступающего опада и интенсивностью его минерализации. При этом обе модели показывают изменение запасов подстилки в течение года до 0.1 кг С/м², что

хорошо согласуется с количеством поступающего свежего опада (табл. 2).

Для органо-минеральной части профиля, модель Romul_Num, показывает увеличение запасов примерно на 2 кг С/м² по сравнению с начальным значением и слабую внутригодовую динамику. В оценках с использованием модели ROMUL, напротив, углеродный пул органо-минеральной части профиля для всего периода моделирования сохраняется на уровне начального значения, но его внутригодовая динамика выражена более отчетливо.

Суммарное изменение запасов ПОВ за моделируемый период (44 года) составило для сценария LV&BR по оценкам модели ROMUL 0.754 кг С/м² (или 0.017 кг С/м² в год). Оценки Romul_Num заметно выше и составляют 2.616 кг С/м² (или 0.059 кг С/м² в год). В работе Ларионовой с соавт. [57] для исследуемой почвы приводятся экспертные оценки накопления ПОВ, соответствующие аккумуляции 0.039 кг С/м² в год для слоя 0–20 см и 0.063 кг С/м² в год для слоя 0–60 см. Результаты, полученные на основе модели Romul_Num, сопоставимы с этими данными, но наблюдается явное отличие запасов подстилки в имитационном эксперименте от полевых данных.

Анализируя причины подобного несоответствия, следует отметить, что показанный моделью рост запасов углерода в подстилке происходит на фоне изменения величин С : N с начальных 25 до 50–54 в модели ROMUL и до 30 в Romul_Num. Именно это объясняет недостаточную интенсивность “минерализации” материала подстилки, которая имитируется, исходя из значений С : N в соответствующих подгоризонтах. Высокие показатели С : N моделируемой подстилки – это результат “усреднения” значений С : N двух фракций опада пропорционально их массам: листовы (С : N = 42) и веток (С : N = 100). Но в реальных условиях опад ветвей в данном типе леса относительно фрагментарно локализован на поверхности почвы в отличие от равномерного распределения листового опада. Кроме того, присутствующие на поверхности почвы ветви при отборе подстилки не всегда включаются в ее состав и, таким образом, практически не учитываются в анализе.

Сценарий LV. Динамика и показатели запасов углерода в подстилке в случае формирования поверхностного опада только за счет листовы заметно отличаются от рассмотренного выше (рис. 1), но и для этого сценария расчеты показывают примерно двухкратное повышение запасов относительно начального значения.

В органо-минеральной части почв характер динамики и показатели запасов ПОВ меняются не так явно, как в подстилке. Однако модель ROMUL для

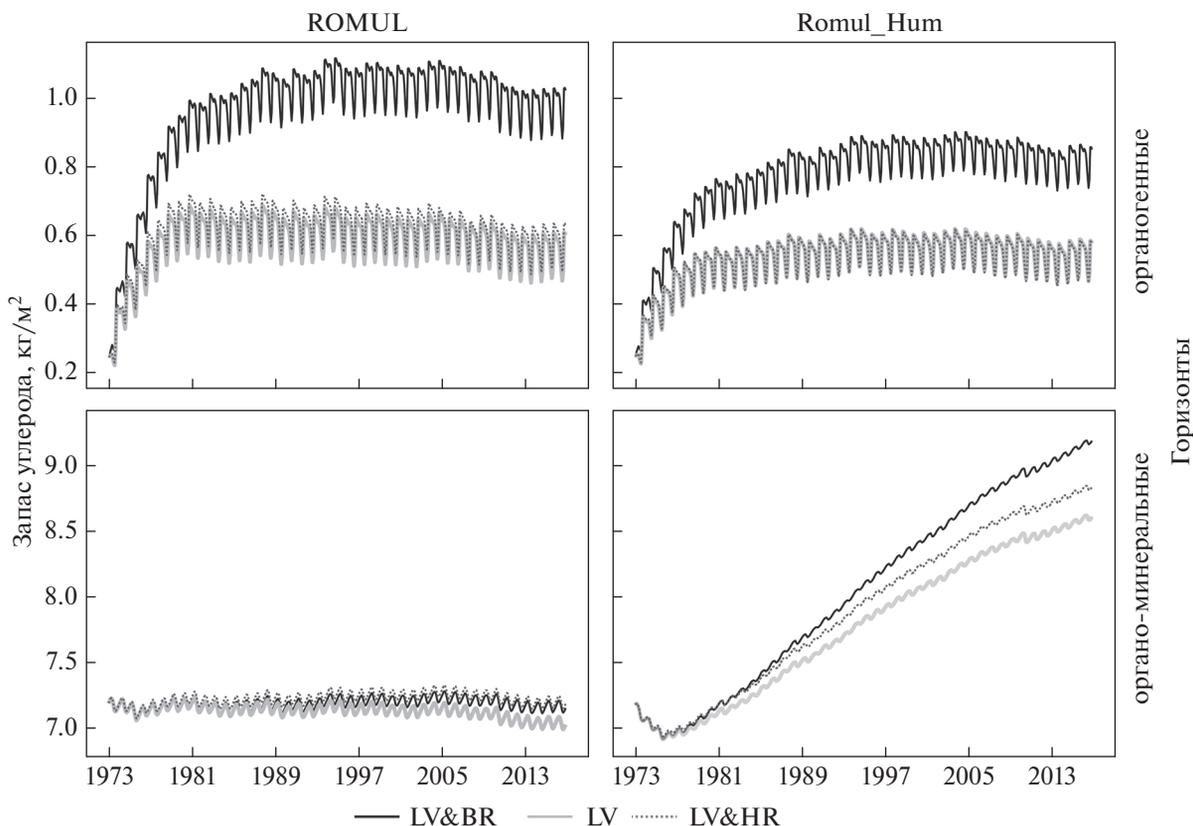


Рис. 1. Динамика запасов углерода по данным вычислительных экспериментов при разных сценариях поступающего опада: LV&BR – поверхностный опад включает листву и ветки, внутрипочвенный – тонкие корни деревьев; LV – поверхностный опад – только листья, внутрипочвенный – тонкие корни деревьев; LV&HR – поверхностный опад включает листву и травы, внутрипочвенный – тонкие корни деревьев и корни трав.

данного сценария показывает сокращение почвенного пула углерода на 2% в сравнении с начальным запасом, что свидетельствует о недостаточном количестве опада, поступающего в данном случае только с листвой и корневым опадом древостоя. Результаты расчетов Romul_Hum соответствуют повышению запасов на 1.4 кг С/м², что ниже аналогичного показателя в предыдущем сценарии.

Суммарное изменение запасов ПОВ в исследуемой почве за период моделирования составило по оценкам модели ROMUL 0.205 кг С/м² (или 0.005 кг С/м² в год). Расчеты на основе Romul_Hum соответствуют накоплению 1.762 кг С/м² (или 0.040 кг С/м² в год). В обоих случаях полученные нами скорости накопления углеродного пула ниже имеющихся оценок [57].

Сценарий LV&HR. Для органогенного горизонта результаты вычислений с использованием данного сценария поверхностных опадов (листья и травы) практически совпадают с результатами в сценарии LV. Повышенное содержание азота в

опаде трав, по-видимому, нивелирует небольшую разницу в количестве опада между этими сценариями за счет его более быстрой минерализации в сценарии LV&HR. Минимум запасов органического вещества в подстилке, характерный для летнего периода, в оценках модели Romul_Hum соответствует снижению углеродного пула в подгоризонтах L и F, тогда как в подгоризонте H изменений практически нет (рис. 2). Показанное для L–F–H соотношение хорошо согласуется с литературными данными [33], согласно которым около половины от общих запасов подстилок гумифицированного типа приходится на подгоризонт H. Внутригодовая динамика углеродного пула подстилки также объясняет различия запасов между измеренным значением (определявшимся по данным середины вегетационного сезона) и расчетным (среднее за год).

Для органо-минеральной части профиля отличия от других сценариев заметнее. Модель ROMUL для этого сценария показывает более высокие запасы ПОВ, что логично объясняется дополнительным поступлением опада трав. Но в целом,

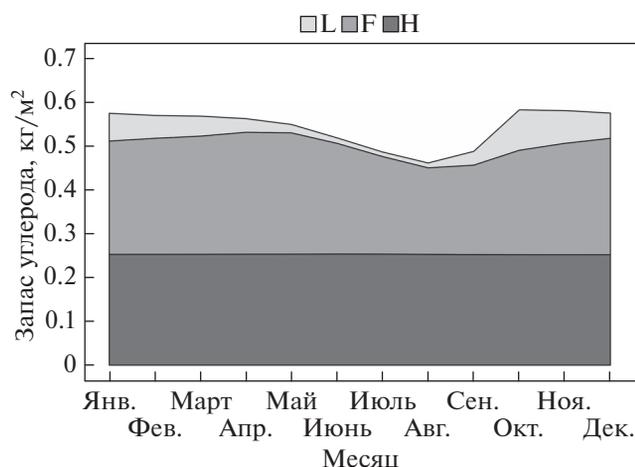


Рис. 2. Накопительная диаграмма внутригодовой динамики запасов углерода в подгоризонтах L, F, H лесной подстилки по результатам вычислительного эксперимента с использованием модели Romul_Num для сценария LV&HR (гидротермические условия соответствуют 2016 г.).

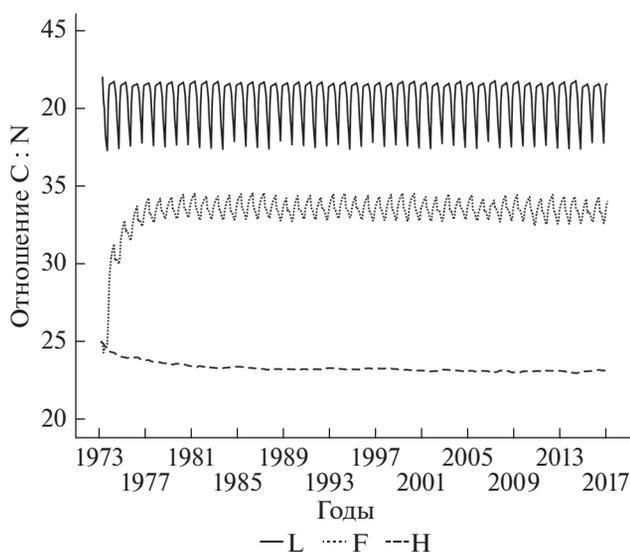


Рис. 3. Динамика величины C : N в горизонтах L, F, H лесной подстилки по результатам вычислительного эксперимента с использованием модели Romul_Num для сценария LV&HR.

углеродный пул для органико-минеральной части профиля в расчетах ROMUL практически не изменяется. Оценки на основе Romul_Num, напротив, показывают рост на 1.665 кг С/м^2 , что выше, чем в сценарии опадов только листвы, но ниже по сравнению с вариантом поверхностного опада, включающего листву и ветви.

Суммарное изменение запасов ПОВ для сценария LV&HR составило по оценкам моде-

ли ROMUL 0.392 кг С/м^2 (или 0.009 кг С/м^2 в год). Оценки Romul_Num существенно выше — 1.989 кг С/м^2 за весь период моделирования (или 0.045 кг С/м^2 в год), и максимально совпадают с имеющимися данными для исследуемой почвы [57].

Дополнительным аргументом в пользу данного сценария и соответствующих ему оценок Romul_Num служат результаты анализа динамики C : N в подгоризонтах лесной подстилки в течение года (рис. 3). Полученные данные отражают последовательное уменьшение для L–F–H величин C : N как результат минерализации растительных остатков и их преобразования почвенной биотой в устойчивое ПОВ, что в модели регулируется качеством органического вещества и внутригодовой динамикой гидротермических условий. Величина C : N, равная 25, в отобранных в летний период образцах подстилки без ее разделения на подгоризонты, хорошо согласуется с рассчитанными в этом сценарии соотношениями запасов и значениями C : N в L–F–H для середины вегетационного сезона (рис. 2, 3).

Сравнительный анализ модельных оценок и данных полевых измерений CO_2 . Результаты вычислительных экспериментов показали, что модель ROMUL для всех сценариев опадов показывает более высокую суммарную годовую эмиссию CO_2 в сравнении с оценками на основе модели Romul_Num (табл. 3). Следует подчеркнуть, что в данном случае эмиссия связана только с минерализацией растительных остатков и ПОВ и не учитывает корневое дыхание растений, вклад которого в случае лесных фитоценозов составляет по экспериментальным данным около 30% [10, 20]. Исходя из этого, значение средней суммарной годовой эмиссии CO_2 , полученное по результатам полевых измерений, было пересчитано в величину потенциальной гетеротрофной эмиссии (табл. 3). Сравнение полученной величины с данными модельных оценок показало хорошее соответствие результатов вычислений для модели Romul_Num.

Анализируя динамику эмиссии CO_2 (рис. 4), можно отметить, что для зимнего периода, когда интенсивность дыхания корней растений минимальна, результаты моделирования близки к измеренным потокам, но изменчивость рассчитанных величин в этот период ниже, чем измеренных. Это может объясняться тем, что модели не учитывают влияние снежного покрова на эмиссионные потоки (скорости диффузии CO_2 сквозь снежный покров). Согласно расчетам, модели лучше воспроизводят эмиссию CO_2 во влажные годы, чем в сухие, когда влажность является фактором, лимитирующим активность почвенной микробиоты, участвующей в процессах минерализации ПОВ (рис. 5).

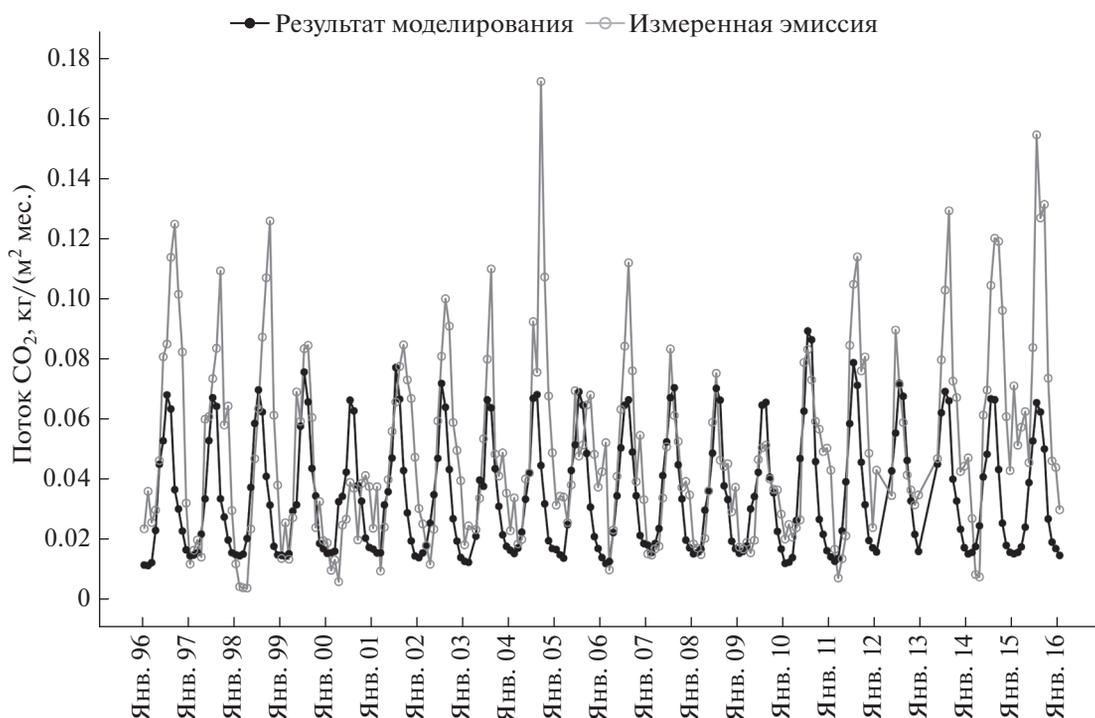


Рис. 4. Потоки CO₂ из почв за отдельные месяцы по результатам моделирования с использование модели Romul_Hum и сценария опадов LV&HR в сравнении с измеренными величинами.

Таким образом, сравнительный анализ экспериментальных данных и результатов моделирования эмиссии CO₂ для серых лесных почв южного Подмосковья свидетельствует об удовлетворительном описании моделью Romul_Hum эмиссионных потоков, связанных с минерализацией растительного опада и ПОВ. Оценки, полученные на основе модели ROMUL, завышают показатели эмиссии, особенно в сценарии LV&BR с максимальными запасами лесной подстилки. Мы

склонны объяснять это используемым в алгоритме ROMUL описанием биохимической трансформации лесных подстилок, в котором недооцениваются процессы гумификации, характерные для исследуемого типа почв. Включение в модель Romul_Hum дополнительного описания эффектов, связанных с жизнедеятельностью почвенной фауны, проявляется в увеличении доли устойчивых фракций ПОВ, что оказывается важным при моделировании динамики ПОВ, особенно в

Таблица 3. Средние за 1998–2016 гг. значения годового потока эмиссии CO₂: результаты моделирования в сравнении с величиной потока по данным измерений

Параметр	ROMUL			Romul_Hum			По данным измерений
	LV&BR	LV	LV&HR	LV&BR	LV	LV&HR	
Суммарный поток эмиссии CO ₂ из почвы, кг С/м ² в год	В модели не рассчитывается						0.577
Оценки потока эмиссии CO ₂ (гетеротрофное дыхание), кг С/м ² в год	0.577	0.521	0.541	0.433	0.398	0.414	0.404*
Отношение к оценке гетеротрофного дыхания, рассчитанного на основе данных измерений*, %	142.9	129.0	133.8	107.1	98.4	102.4	100.0

* Рассчитано по данным полевых измерений при допущении, что на долю гетеротрофного дыхания приходится 70% суммарного потока эмиссии CO₂ из почв, а вклад дыхания корней составляет 30% [10]. Выделены значения модельных оценок, максимально близкие к расчетной величине гетеротрофного дыхания, основанной на данных полевых измерений.

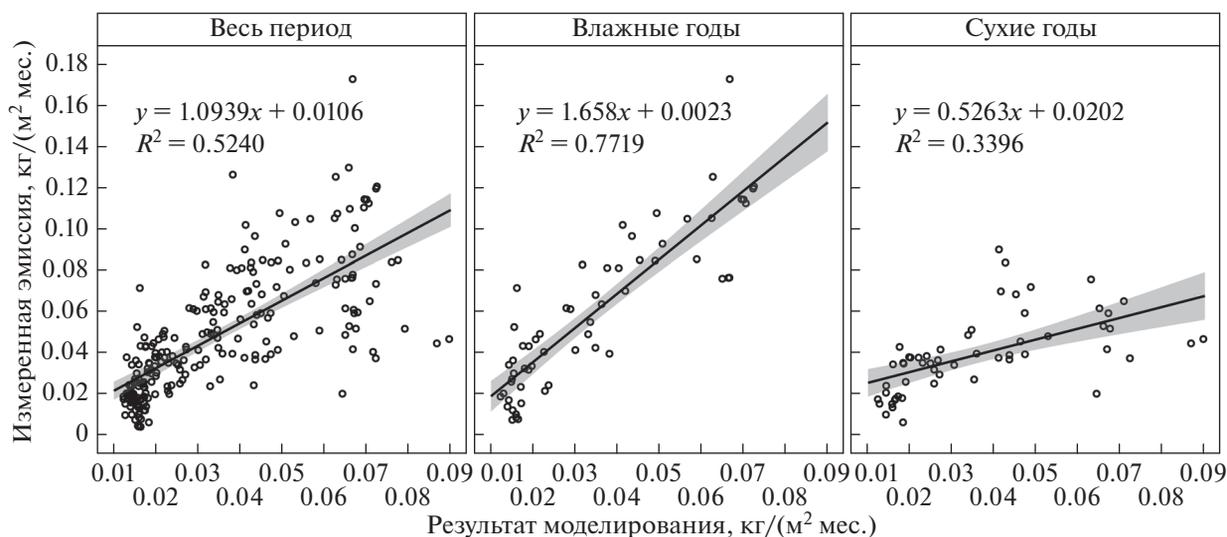


Рис. 5. Сопоставление результатов моделирования эмиссии CO_2 экспериментальным данным (приведены результаты модели Romul_Num для всего периода мониторинговых исследований (1998–2016 гг.) и для выборок сухих и влажных лет; сценарий опадов LV&HR).

лиственных типах леса суббореальной и умеренной зоны.

Неопределенности в модельных оценках и данных полевых исследований. Согласно Лиднеру с соавт. [58], неопределенности в имитационных моделях имеют характер каскада. Это объясняется как причинами, связанными с реализацией алгоритмов моделей, так и с невозможностью учесть многие природные процессы, происходящие на микроуровне и/или сильно локализованные в пространстве [71]. Отметим несколько основных причин неопределенности полученных результатов.

Использование сценариев постоянных опадов. Имеющийся 6-летний ряд измерений количества и состава опада древесного яруса существенно короче периода измерений почвенной эмиссии CO_2 . Поэтому в расчетах были использованы средние значения массы опада листвы и ветвей, несмотря на заметное варьирование показателей в разные годы, отраженное в табл. 1.

Отсутствие натуральных данных по опадку корней древостоя и опадку трав. В работе имитировалось равномерное поступление корневого опада в течение года. Но есть данные, что 70–80% тонких корней трав образуются в начале вегетации и гибнут к зимнему сезону [75]. В результате, их минерализация и гумификация проходят активнее за счет более благоприятных гидротермических условий, что могло быть учтено в имитационных оценках при наличии данных по распределению корневых опадков в течение года.

Расчет температуры и влажности почвенных горизонтов по данным СКФМ ПТЗ – еще один фактор неопределенности выполненных имитаци-

онных оценок, хотя в работе [23] было показано соответствие данных температуры воздуха и осадков для СКФМ ПТЗ и г. Пушкино. Однако даже для близко расположенных территорий локальные различия показателей за короткий отрезок времени могут быть существенными, как например, осадки теплого периода года, что проявляется в вариабельности показателей эмиссии CO_2 [13].

Пространственная неоднородность структуры фитоценозов и лесных почв. Влияние фрагментарно распределенного опада ветвей на результирующие средние значения $\text{C} : \text{N}$ лесной подстилки, отмеченное нами в имитационном эксперименте, в меньшей степени проявляется при моделировании динамики ПОВ хвойных лесов с мохово-кустарничковым напочвенным покровом и ферментативным типом подстилок, где фракции опадков различаются по $\text{C} : \text{N}$ не так заметно [16, 21, 26], как в исследуемом фитоценозе. Богатырев с соавт. [2] отмечают, что в лесах с мохово-кустарничковым покровом ферментативное преобразование опада происходит в условиях, когда он располагается между стеблями мхов и кустарничков. В случае исследуемой серой лесной почвы мы получили сопоставимые с измеренными значениями показатели запасов ПОВ и эмиссии CO_2 в сценарии LV&HR в модели Romul_Num, исключив из имитационных расчетов часть органического вещества, аккумулированного в опаде ветвей. Но пространственное распределение этой фракции опада, несомненно, влияет на гетерогенность почвенных условий и пространственное варьирование потоков CO_2 из почв лесных биотопов, наряду с другими факторами [12, 13]. Таким обра-

зом, отмечаемые в литературе [5, 37, 69] неопределенности оценок углеродного баланса в лесных экосистемах, связанные со сложностью учета крупных древесных остатков (сухостоя и валежа), по-видимому, требуют специального анализа и в отношении более мелких фракций древесного опада (веток, коры, шишек).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Возрастающий интерес к использованию математических имитационных моделей в почвенных исследованиях повышает актуальность вопроса сопоставимости данных, полученных в лабораторных экспериментах или в полевых условиях, и результатов моделирования. Только часть параметров, включаемых в модели, может быть измерена экспериментальным путем и использована для проверки адекватности модельных расчетов. Примером такого несоответствия является сравнительный анализ оценок почвенной эмиссии CO_2 в данной работе, который мог быть выполнен лишь косвенно — на основе экспериментальных данных о соотношении корневого и гетеротрофного дыхания, что определяется многими факторами, включая трудно учитываемые.

Неожиданным итогом проверки моделей ROMUL и Romul_Hum стали результаты вычислительного эксперимента с использованием фактических данных опадоуловителей, когда оценки запасов углерода и $\text{C} : \text{N}$ в лесной подстилке заметно отличались от характеристик исследуемой серой лесной почвы. Это заставляет обратить внимание на проблему “игнорирования” мелких фракций древесного опада (веток, коры) при отборе образцов лесной подстилки, почвенных образцов и их пробоподготовке к химико-инструментальным исследованиям, что может вести к занижению углеродного пула лесных почв.

Сравнительный анализ результатов имитационных экспериментов по динамике ПОВ и почвенной эмиссии CO_2 в серой лесной почве южного Подмосквья с использованием моделей ROMUL и Romul_Hum показал, что учет эффектов гумификации, связанных с детритными пищевыми цепями почвенной фауны (реализованный в алгоритме Romul_Hum), позволяет получить более реалистичные оценки почвенных пулов углерода, в частности, для лесов суббореальной зоны.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Эта статья — наша дань памяти профессору А.С. Комарову, внесшему совместно с О.Г. Чертовым основной вклад в создание семейства моделей ROMUL. Также мы с благодарностью вспоминаем А.А. Ларионову, чьи экспериментальные исследования по минерализации растительного опада позволили расширить

спектр почвенно-климатический условий применения данных моделей. Выражаем глубокую признательность всем нашим коллегам, на разных этапах участвовавших в создании и параметризации моделей.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования по тестированию модели Romul_Hum выполняются в рамках госзадания ФИЦ ПНЦБИ РАН (тема ИФХиБПП РАН № АААА-А18-118013190176-2). Результаты валидации модели ROMUL получены в рамках выполнения проекта Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 20 (подпрограмма № 20.3). Участие проф. О.Г. Чертова в данных исследованиях реализуется в рамках международного сотрудничества ФИЦ ПНЦБИ РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатырев Л.Г., Свентицкий И.А., Шарафутдинов Р.Н., Степанов А.Л. Лесные подстилки и диагностика современной направленности гумусообразования в различных природных зонах // Почвоведение. 1998. № 7. С. 864–875.
2. Богатырев Л.Г., Демин В.В., Матышак Г.В., Сапожникова В.А. О некоторых теоретических аспектах исследования лесных подстилок // Лесоведение. 2004. № 4. С. 17–29.
3. Быховец С.С. О параметризации влажности лесной подстилки в простой модели водного режима лесных почв // Математическое моделирование в экологии. Мат-лы 3-й Национ. научн. конф. с междунар. участием. Пушкино, 2013. С. 40–41.
4. Быховец С.С., Комаров А.С. Простой статистический имитатор климата почвы с месячным шагом // Почвоведение. 2002. № 4. С. 443–452.
5. Гитарский М.Л., Замолодчиков Д.Г., Мухин В.А., Грабар В.А., Диярова Д.К., Иващенко А.И. Поток углерода от валежа южно-таежных лесов Валдайской возвышенности // Экология. 2017. № 6. С. 447–453. <https://doi.org/10.7868/S0367059717060063>
6. Гончаров А.А., Тиунов А.В. Трофические цепи в почве // Журн. общей биологии. 2013. Т. 14. № 6. С. 450–462.
7. Громов С.А., Жигачева Е.С., Покровский Д.Д. Оценка сухих выпадений серы и азота из атмосферы в Приокско-Террасном биосферном заповеднике по данным наблюдений станции ЕМЕП // Экологические системы и приборы. 2018. № 2. С. 10–17.
8. Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А.Л., Умаров М.М. Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038>

9. *Дюшофур Ф.* Новые данные по гумификации в лесных почвах // Почвоведение. 1998. № 7. С. 883–889.
10. *Евдокимов И.В., Ларионова А.А., Шмитт М., Лопес де Гереню В.О., Бан М.* Определение вклада дыхания корней растений в эмиссию CO₂ из почвы методом субстрат-индуцированного дыхания // Почвоведение. 2010. № 3. С. 349–355.
11. *Евдокимов И.В., Ларионова А.А., Стулин А.Ф.* Обобщаемость “нового” и “старого” углерода в составе биомассы почвенных микроорганизмов // Микробиология. 2013. Т. 82. № 4. С. 489–501. <https://doi.org/10.7868/S0026365613040034>
12. *Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г., Исаев А.С.* Малоизвестные импульсные составляющие почвенной эмиссии диоксида углерода в таежных лесах // Доклады АН. 2017. Т. 475. № 4. С. 473–476. <https://doi.org/10.7868/S0869565217220248>
13. *Карелин Д.В., Почикалов А.В., Замолодчиков Д.Г., Гитарский М.Л.* Факторы пространственно-временной изменчивости потоков CO₂ из почв южнотаежного ельника // Лесоведение. 2014. № 4. С. 56–66.
14. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
15. *Кравченко Л.В., Тригуль Н.С., Швытов И.А.* Математическое моделирование динамики взаимодействующих популяций ризосферных микроорганизмов // Микробиология. 2004. Т. 73. № 2. С. 233–240.
16. *Кузнецов М.А.* Влияние условий разложения и состава опада на характеристики и запас подстилки в среднетаежном чернично-сфагновом ельнике // Лесоведение. 2010. № 6. С. 54–60.
17. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Мяхкина Т.Н., Сапронов Д.В., Кудеяров В.Н.* Эмиссия CO₂ из почв различных экосистем южнотаежной зоны: анализ данных непрерывных 12-летних круглогодичных наблюдений // Доклады АН. 2011. Т. 436. № 6. С. 843–846.
18. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Мяхкина Т.Н., Сапронов Д.В., Савин И.Ю., Шорохова Е.В.* Баланс углерода в лесных экосистемах южного Подмоскovie в условиях усиления засушливости климата // Лесоведение. 2016. № 5. С. 332–345.
19. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Аблеева В.А., Быховец С.С.* Климат южного Подмоскovie: современные тренды и оценка экстремальности // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 4. С. 62–78. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2017-4-66-82>
20. *Ларионова А.А., Евдокимов И.В., Курганова И.Н., Сапронов Д.В., Кузнецова Л.Г., Лопес де Гереню В.О.* Дыхание корней и его вклад в эмиссию CO₂ из почвы // Почвоведение. 2003. № 2. С. 183–194.
21. *Ларионова А.А., Золотарева Б.Н., Колягин Ю.Г., Квиткина А.К., Каганов В.В., Кудеяров В.Н.* Состав структурных фрагментов и интенсивность минерализации органического вещества в почвах зонального ряда // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1232–1241. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15100068>
22. Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах / Отв. ред. Кудеяров В.Н. М.: Наука, 2007. 380 с.
23. Моделирование эрозийных процессов на территории малого водосборного бассейна / Отв. ред. А.С. Керженцев, Р. Майснер. М.: Наука, 2006. 224 с.
24. *Надпорожская М.А.* Моделирование трансформации органического вещества растительных остатков в почве. Дис. ... канд. биол. наук. СПб., 2000. 194 с.
25. *Надпорожская М.А., Чертов О.Г., Ковш Н.В.* Сравнительная динамика потерь азота и углерода при трансформации органического вещества в модельных лабораторных опытах // Гумус и почвообразование. Сб. науч. тр. С.-Петербургского гос. аграрного ун-ва. СПб., 2000. С. 15–30.
26. *Надпорожская М.А., Цудлин П., Новак Ф., Быховец С.С., Чертов О.Г., Комаров А.С., Михайлов А.В.* Анализ устойчивости органического вещества почв ельников Крконоши в Чехии на основе математической модели ROMUL // Почвоведение. 2009. № 6. С. 708–718.
27. *Николаев Н.С., Аблеева В.А.* Характеристика климатических показателей территории Приокско-Террасного заповедника за период наблюдений 1973–2014 гг. // Тр. Приокско-Террасного заповедника. Тула: Аквариус, 2015. Вып. 6. С. 11–23.
28. *Ремезов Н.П., Быкова Л.Н., Смирнова К.М.* Потребление и круговорот азота и зольных элементов в лесах европейской части СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1959. 284 с.
29. *Рыжова И.М.* Проблемы и перспективы моделирования динамики органического вещества почв // Агрохимия. 2011. № 12. С. 71–80.
30. *Сапронов Д.В.* Динамика поступления углерода в почву с опадом // Лесные почвы и функционирование лесных экосистем. Мат-лы VIII Всерос. науч. конф. с междунар. участием. М.: ЦЭПЛ РАН, 2019. С. 303–305.
31. Свидетельство о государственной программы для ЭВМ № 2018614584 от 10.04.2018. ROMUL – модель динамики органического вещества и азота в почвах / Комаров А.С., Зубкова Е.В., Зудин С.Л., Чертов О.Г., Надпорожская М.А., Быховец С.С.
32. *Свистов П.Ф., Першина Н.А., Полищук А.И., Павлова М.Т., Семенец Е.С.* Ежегодные данные по химическому составу и кислотности атмосферных осадков за 2011–2015 гг. (Обзор данных). СПб., 2016. 116 с.
33. *Телеснина В.М., Семенов О.В., Богатырев Л.Г.* Свойства лесных подстилок во взаимосвязи с напочвенным покровом в лесных экосистемах Подмоскovie (на примере УОПЭЦ “Чашниково”) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2017. № 4. С. 11–20.
34. *Чертов О.Г.* Имитационная модель минерализации и гумификации лесного опада и подстилки // Журн. общей биол. 1986. Т. 46. № 6. С. 794–804.

35. *Чертов О.Г., Комаров А.С.* Модель динамики органического вещества почв // Вестн. СПбУ. Ср. 3 Биол. № 1. 1996. С. 23–30.
36. *Чертов О.Г., Комаров А.С.* Теоретические подходы к моделированию динамики содержания органического вещества почв // Почвоведение. 2013. № 8. С. 937–946.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13080017>
37. *Честных О.В., Замолодчиков Д.Г., Уткин А.И.* Общие запасы биологического углерода и азота в почвах лесного фонда России // Лесоведение. 2004. № 4. С. 30–42.
38. *Шеин Е.В.* Математические физически обоснованные модели в почвоведении: история развития, современное состояние, проблемы и перспективы (Аналитический обзор) // Почвоведение. 2015. № 7. С. 816–823.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15070096>
39. *Blagodatsky S., Richter O.* Microbial growth in soil and nitrogen turnover: A theoretical model considering the activity state of microorganisms // Soil Biol. Biochem. 1998. V. 30(13). P. 1743–1755.
[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(98\)00028-5](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(98)00028-5)
40. *Chertov O.G., Komarov A.S.* SOMM: a model of soil organic matter dynamics // Ecological Modelling. 1997. V. 94. P. 177–189.
[https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(96\)00017-8](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(96)00017-8)
41. *Chertov O.G., Komarov A.S., Crocker G., Grace P., Klir J., Körschens M., Poulton P.R., Richter D.* Simulating trends of soil organic carbon in seven long-term experiments using the SOMM model of the humus types // Geoderma. 1997. V. 81. P. 121–135.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00085-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00085-2)
42. *Chertov O.G., Komarov A.S., Tsiplianovsky A.V.* A combined simulation model of Scots pine, Norway spruce and Silver birch ecosystems in European boreal zone // Forest Ecol. Managem. 1999. V. 116. P. 189–206.
[https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(98\)00456-3](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(98)00456-3)
43. *Chertov O.G., Komarov A.S., Tsiplianovsky A.V.* Simulation of soil organic matter and nitrogen accumulation in Scots pine plantations on bare parent material using forest combined model EFIMOD // Plant and Soil. 1999b. V. 213. P. 31–41.
<https://doi.org/10.1023/A:1004528910399>
44. *Chertov O.G., Komarov A.S., Nadporozhskaya M.A., Bykhovets S.S., Zudin S.L.* ROMUL – a model of forest soil organic matter dynamics as a substantial tool for forest ecosystem modelling // Ecological Modelling. 2001. V. 138. P. 289–308.
[https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(00\)00409-9](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(00)00409-9)
45. *Chertov O., Komarov A., Bykhovets S., Frolov P., Shanin V., Grabarnik P., Pripulina I., Zubkova E., Shashkov M., Shaw C.* Romul_Hum – A model of soil organic matter formation coupling with soil biota activity. II. Parameterisation of the soil food web biota activity // Ecological Modelling. 2017. V. 345. P. 125–139.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2016.10.024>
46. *Chertov O., Shaw C., Shashkov M., Komarov A., Bykhovets S., Shanin V., Grabarnik P., Frolov P., Kalinina O., Pripulina I., Zubkova E.* Romul_Hum – A model of soil organic matter formation coupling with soil biota activity. III. Parameterisation of earthworm activity // Ecological Modelling. 2017. V. 345. P. 140–149.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2016.06.013>
47. *Ding Y., Leppälammil-Kujansuu J., Helmisaari H.-S.* Fine root longevity and below- and aboveground litter production in a boreal *Betula pendula* forest // Forest Ecol. Managem. 2019. V. 431. P. 17–25.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2018.02.039>
48. *Gauthier S., Bernier P., Kuuluvainen T., Shvidenko A.Z., Schepaschenko D.G.* Boreal forest health and global change // Science. 2015. V. 349. № 6250. P. 819–822.
49. *Gordon W.S., Jackson R.B.* Nutrient concentrations in fine roots // Ecology. 2000. V. 81(1). P. 275–280.
[https://doi.org/10.1890/0012-9658\(2000\)081\[0275:NCIFR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9658(2000)081[0275:NCIFR]2.0.CO;2)
50. *Green R.N., Trowbridge R.L., Klinka K.* Towards a taxonomic classification of humus forms: third approximation // Scientia Silvic. 1997. Extension Series 9.
51. *Homann P.S., McKane R.B., Sollins P.* Belowground processes in forest-ecosystem biogeochemical simulation models // Forest Ecol. Managem. 2000. V. 138. P. 3–18.
[https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(00\)00408-4](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00408-4)
52. *Kahle H.-P., Karjalainen T., Schuck A., Ågren G., Kellomäki S., Mellert K., Prietzel J., Rehfuess K.E., Spiecker H.* Causes and Consequences of Forest Growth Trends in Europe – Results of the RECOGNITION Project. EFI Res. Rep. 21. Brill, Leiden, Boston. 2008. 261 p.
53. *Kalinina O., Chertov O., Frolov P., Goryachkin S., Kuner P., Küper J., Lopes de Gerenyu V., Kurganova I., Lyuri D., Rusakov A., Kuzyakov Y., Giani L.* Alteration process during the post-agricultural restoration of Luvisols of the temperate broad-leaved forest in Russia // Catena. 2018. V. 171. P. 602–612.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.08.004>
54. *Komarov A., Chertov O., Bykhovets S., Shaw C., Nadporozhskaya M., Frolov P., Shashkov M., Shanin V., Grabarnik P., Pripulina I., Zubkova E.* Romul_Hum model of soil organic matter formation coupled with soil biota activity. I. Problem formulation, model description, and testing // Ecological Modelling. 2017. V. 345. P. 113–124.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2016.08.007>
55. *Lamers M., Ingwersen J., Streck T.* Modelling N₂O emission from a forest upland soil: A procedure for an automatic calibration of the biogeochemical model Forest-DNDC // Ecological Modelling. 2007. V. 205. P. 52–58.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2007.02.007>
56. *Larionova A.A., Yermolayev A.M., Blagodatsky S.A., Rozanova L.N., Yevdokimov I.V., Orlinsky D.B.* Soil respiration and carbon balance of gray forest soils as affected by land use // Biol. Fertil. Soils. 1998. V. 27. P. 251–257.
<https://doi.org/10.1007/s003740050429>
57. *Larionova A.A., Rozanova L.N., Yevdokimov I.V., Yermolayev A.M., Kurganova I.N., Blagodatsky S.A.* Land-use change and management effects on carbon sequestration in soils of Russia’s South Taiga zone // Tellus B:

- Chem. Phys. Meteorology. 2003. V. 55(2). P. 331–337.
<https://doi.org/10.3402/tellusb.v55i2.16718>
58. Lindner M., Fitzgerald J.B., Zimmermann N.E., Reyer C., Delzon S., van der Maaten E., Schelhaas M.-J., Lasch P., Eggers J., van der Maaten-Theunissen M., Suckow F., Psomas A., Poulter B., Hanewinkel M. Climate change and European forests: What do we know, what are the uncertainties, and what are the implications for forest management? // *J. Environ. Managem.* 2014. V. 146. P. 69–83.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2014.07.030>
59. Linkosalo T., Kolari P., Pumpanen J. New decomposition rate functions based on volumetric soil water content for the ROMUL soil organic matter dynamics model // *Ecological Modelling.* 2013. V. 263. P. 109–118.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.04.026>
60. Liski J., Palosuo T., Peltoniemi M., Sievänen R. Carbon and decomposition model Yasso for forest soils // *Ecological Modelling.* 2005. V. 189. P. 168–182.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.03.005>
61. Manzoni S., Porporato A. Soil carbon and nitrogen mineralization: Theory and models across scales // *Soil Biol. Biochem.* 2009. V. 41. P. 1355–1379.
<https://doi.org/10.1016/j.soilb.2009.02.031>
62. Mulder C., Ahrestani F.S., Bahn M., Bohan D.A., Bonkowski M., Griffiths B.S., Guicharnaud R.A., Kattge J., Krogh P.H., Lavorel S., Lewis O.T., Mancinelli G., Naeemk S., Peñuelas J., Poorter H., Reich P.B., Rossi L., Rusch G.M., Sardans J., Wright I.J. Connecting the Green and Brown Worlds: Allometric and stoichiometric predictability of above- and below-ground networks // *Adv. Ecol. Res.* 2013. V. 49. P. 69–175.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-420002-9.00002-0>
63. Nadporozhskaya M.A., Mohren G.M.J., Chertov O.G., Komarov A.S., Mikhailov A.V. Soil organic matter dynamics at primary and second forest succession on sandy soils in The Netherlands: an application of soil organic matter model ROMUL // *Ecological Modelling.* 2006. V. 190. P. 399–418.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.03.025>
64. Panikov N.S., Sizova M.V. A kinetic method for estimating the biomass of microbial functional groups in soil // *J. Microbiol. Methods.* 1996. V. 24. P. 219–230.
[https://doi.org/10.1016/0167-7012\(95\)00074-7](https://doi.org/10.1016/0167-7012(95)00074-7)
65. Parton W.J., Del Grosso S.J., Plante A.F., Adair E.C., Luz S.M. Modeling the dynamics of soil organic matter and nutrient cycling // *Soil microbiology, ecology and biochemistry* / Ed. E.A. Paul. London, UK: Academic Press, 2015. P. 505–537.
66. Ryzhova I.M. The analysis of stability and bifurcation of carbon turnover in soil-vegetation systems on the basis of the nonlinear model // *Systems Analysis Modelling Simulation.* 1993. V. 12. P. 139–145.
67. Saxton K.E., Rawls W.J., Romberger J.S., Papendick R.I. Estimating generalized soil water characteristics from texture // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1986. V. 50. № 4. P. 1031–1036.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000040039x>
68. Shaffer M.J., Ma L., Hansen S. (eds.) *Modeling Carbon and Nitrogen Dynamics for Soil Management.* Lewis Publ., 2001. 672 p.
69. Shorokhova E., Kapitsa E. Influence of the substrate and ecosystem attributes on the decomposition rates of coarse woody debris in European boreal forests // *Forest Ecol. Managem.* 2014. V. 315. P. 173–184.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2013.12.025>
70. Smith P., Smith J.U., Powlson D.S., McGill W.B., Arach J.R.M., Chertov O.G. et al. A comparison of the performance of nine soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments // *Geoderma.* 1997. V. 81. P. 153–225.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00087-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00087-6)
71. Smith J.U., Smith P., Monaghan R., MacDonald J. When is a measured soil organic matter fraction equivalent to a model pool? // *Eur. J. Soil Sci.* 2002. V. 53. P. 405–416.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2002.00458.x>
72. Smith P., Soussana J.-F., Angers D., Schipper L., Chenu C., Rasse D.P., Batjes N.H. et al. How to measure, report and verify soil carbon change to realize the potential of soil carbon sequestration for atmospheric greenhouse gas removal // *Global Change Biology.* 2020. V. 26(1). P. 219–241.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14815>
73. Stange F., Butterbach-Bahl K., Papen, H., Zechmeister-Boltenstern S., Li C.S., Aber J. A process-oriented model of N₂O and NO emissions from forest soils. 2. Sensitivity analysis and validation // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105(D4). P. 4385–4398.
<https://doi.org/10.1029/1999JD900948>
74. Svirezhev Y.M., Tarko A.M. The global role of the biosphere in the stabilization of atmospheric CO₂ and temperature // *Carbon Cycle Modelling.* Ed. Bolin B. John Wiley & Sons, 1981. P. 355–364.
75. Sun K., McCormack M.L., Li L., Ma Z., Guo D. Fast-cycling unit of root turnover in perennial herbaceous plants in a cold temperate ecosystem // *Sci. Reps.* 2015. V. 6. P. 19698.
<https://doi.org/10.1038/srep19698>
76. Wallman P., Svensson M., Sverdrup H., Belyazid S. ForSAFE – an integrated process-oriented forest model for long-term sustainability assessments // *Forest Ecol. Managem.* 2005. V. 207. P. 19–36.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2004.10.016>
77. WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
78. Zelenev V.V., van Bruggen A.H.C., Semenov A.M. “BACWAVE”, a spatial–temporal model for traveling waves of bacterial populations in response to a moving carbon source in soil // *Microbial Ecology.* 2000. V. 40. P. 260–272.
<https://doi.org/10.1007/s002480000029>

Application of Mathematical Models ROMUL and Romul_Hum for Estimating CO₂ Emissions and Dynamics of Organic Matter in Albic Luvisol under Deciduous Forest in Southern Moscow Region

I. V. Pripulina^{1,*}, S. S. Bykhovets¹, P. V. Frolov¹, O. G. Chertov², I. N. Kurganova¹,
V. O. Lopes de Gerenyu¹, D. V. Sapronov¹, and T. N. Mjakshina¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

²*Bingen Technical University of Applied Sciences, Bingen, 55411 Germany*

*e-mail: pripulina@pbcras.ru

The study was aimed to validate the ROMUL and Romul_Hum simulation models based on the long-term measurements of soil respiration carried out by the Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Sciences of the Russian Academy of Sciences in southern Moscow region (54°50' N 37°34' E). We estimated the dynamics of carbon stocks and soil CO₂ emissions (microbial soil respiration) for three scenarios of plant litter compiled with due account for experimental data on the composition and mass of litter for gray forest soil (Albic Luvisol) under secondary deciduous forest. The calculations of long-term series of temperature and humidity of forest litter and upper organomineral horizons in simulation experiments are based on the real data on air temperature and precipitation for 1973–2016. The best agreement of simulation results with the data of field measurements showed the Romul_Hum model, which implements a description of the effects associated with the vital activity of the soil fauna leading to the formation of different fractions of soil organic matter. The best correspondence of simulated values of CO₂ emissions, carbon stocks, and C: N ratios in gray forest soil horizons to field data demonstrated the litter scenarios that excluded the input of a fraction of small branches. It was an unforeseen result. The revealed differences between the simulated and real values of soil indicators are explained by the peculiarities of the input and transformation of different fractions of the litter, which is not always taken into account during the soil sampling. The results of the study call the attention to the need to analyze the uncertainty of carbon balance estimates in forest ecosystems due to the complexity of accounting for both large wood residues (dead tree and coarse wood debris) and smaller fractions of wood litter.

Keywords: forest soils, simulation models, organic matter, litter fractions, soil biota, mineralization, CO₂ emission

УДК 631.427

МИКРОБНОЕ ДЫХАНИЕ ПОЧВ ПОДТАЙГИ И ЛЕСОСТЕПИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ: ПОЛЕВОЙ И ЛАБОРАТОРНЫЙ ПОДХОДЫ

© 2020 г. Н. Д. Ананьева^{a, *}, С. В. Сушко^{a, b, c}, К. В. Иващенко^{a, b}, В. И. Васенев^b^aИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия^bРоссийский университет дружбы народов, Аграрно-технологический институт,
ул. Миклухо-Маклая, 8/2, Москва, 117198 Россия^cАгрофизический научно-исследовательский институт,
Гражданский пр-т, 14, Санкт-Петербург, 195220 Россия

*e-mail: ananyeva@rambler.ru

Поступила в редакцию 10.02.2020 г.

После доработки 21.04.2020 г.

Принята к публикации 27.04.2020 г.

Проведена проверка лабораторной экспресс-оценки микробного дыхания почвы для его прогнозирования в естественных условиях. Микробное дыхание почв подтайги (смешанный лес, луг) и лесостепи (широколиственный лес, целинная степь) измеряли ежемесячно с мая по октябрь в полевых ($M_{\text{поле}}$) и лабораторных ($M_{\text{лаб}}$) условиях. Величину $M_{\text{поле}}$ определяли методом субстрат-индуцированного дыхания, $M_{\text{лаб}}$ – традиционной оценкой базального дыхания почвы (верхний слой 0–10 см) при 22°C и 60% полной влагоемкости. Вклад $M_{\text{поле}}$ в почвенную эмиссию CO_2 подтайги и лесостепи за наблюдаемый период составил 25–85 и 41–88% соответственно. $M_{\text{поле}}$ и $M_{\text{лаб}}$ обеих подзон изменялись в 50% наблюдений для подтайги и 20% – лесостепи. Важно, что средние за вегетационный сезон величины $M_{\text{поле}}$ и $M_{\text{лаб}}$ не различались значимо для всех изученных экосистем. Полученные результаты демонстрируют возможность использования лабораторных измерений микробного дыхания почвы в течение вегетационного периода для целей аппроксимации и прогноза этого процесса в полевых условиях для различных экосистем.

Ключевые слова: почвенная эмиссия CO_2 , разделение на составляющие потоки, субстрат-индуцированное дыхание, прогнозная оценка

DOI: 10.31857/S0032180X20100044

ВВЕДЕНИЕ

Микробное дыхание почвы – процесс минерализации почвенного органического вещества разными группами микроорганизмов: микроскопические грибы, бактерии, археи и простейшие [10]. Микробное дыхание почвы наряду с дыханием корней растений является основным составляющим почвенной эмиссии CO_2 (ЭM_{CO_2}), обеспечивая крупнейший поток этого газа из наземных экосистем в атмосферу [28]. Именно микробное дыхание является ключевым показателем для оценки почвы как источника или стока атмосферного CO_2 [24]. Кроме того, существует опасение, что глобальное потепление климата может привести к микробному разложению больших запасов почвенного органического вещества и усилить парниковый эффект [12, 18]. В модельных

экспериментах показано, что отклик микробного дыхания почвы на климатические изменения может различаться для разных биомов, экосистем и типов почв [21]. Поэтому для региональных оценок баланса углерода и моделирования его динамики важно знать точную величину микробного дыхания для разных почв и экосистем.

Прямое измерение микробного дыхания почвы в полевых условиях ($M_{\text{поле}}$) сопряжено с разделением общей ЭM_{CO_2} на составные потоки. Существующие для этой цели подходы связаны в основном с механическим исключением корней растений (метод интеграции компонентов, применение корнеизолирующих материалов), прекращением поступления в них свежих фотоассимилятов (надрезание корней или флоэмы, затенение) и использованием изотопов [24, 29].

Однако перечисленные методы имеют ряд теоретических и технических недостатков, связанных с нарушением структуры почвы, частичным угнетением или исключением ризомикробного дыхания, трудоемкостью их выполнения, высокой стоимостью масс-спектрометрического оборудования и изотопно-меченых субстратов, что и ограничивает их широкое использование [11, 24]. В качестве альтернативного подхода для разделения ЭМ_{CO₂} на микробную и корневую составляющие можно рассматривать технику субстрат-индуцированного дыхания (СИД), которую впервые предложили Паников с соавт. [8]. Ее сущность связана с дыхательным откликом почвенных микроорганизмов на внесение в почву глюкозы и отсутствием такового для корней растений. Основными преимуществами подхода являются: минимальное нарушение почвы, учет ризомикробного дыхания, применимость для разных экосистем, низкая стоимость и воспроизводимость [23, 24]. Вместе с тем прямое определение МД_{поле} методом СИД является трудоемким процессом, что ограничивает количество наблюдений и масштаб исследования.

Микробное дыхание почвы, измеренное в лабораторных условиях (базальное дыхание), позиционировали как МД_{лаб}. Его величину обычно определяют в почвенных образцах (корни удалены) при оптимальных для микробной активности гидротермических условиях [20]. Техника измерения МД_{лаб} легко воспроизводима и позволяет оценивать большое количество почвенных образцов за короткий промежуток времени, что особенно важно в региональных исследованиях [1, 34, 35]. Показатель МД_{лаб} рассматривают как индикатор качества почвы, он включен во многие европейские программы экологического мониторинга наземных экосистем [13, 25]. Поэтому в настоящее время имеется обширный массив данных о пространственном варьировании МД_{лаб} почв разных биоклиматических регионов. Однако вопросы, связанные с корреляцией этих величин с таковыми МД_{поле}, а также правомерности их использование в балансовых расчетах углерода, остаются открытыми. В настоящее время в научной литературе крайне мало исследований, направленных на оценку взаимосвязи полевых и лабораторных измерений микробного дыхания [2, 14].

В нашем исследовании проведено измерение почвенного микробного дыхания в полевых и лабораторных условиях для разных экосистем (лесной и травянистой), растительных подзон (подтайги и лесостепи) и почв (дерново-подзолистой и чернозема) в течение вегетационного сезона, и оценена взаимосвязь между их величинами. Проверили следующие гипотезы: 1) микробное дыхание обеспечивает не менее половины общего дыхания почвы в течение вегетационного сезона, 2) отсутствие значимых различий между величинами

микробного дыхания, измеренного в полевых и лабораторных условиях.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Локализация и характеристика объектов исследования. Объекты исследования расположены в подтаежной (Московская область; Московский аграрный университет им. К.А. Тимирязева; 55°50' N, 37°33' E) и лесостепной (Курская область; Центрально-Черноземный биосферный заповедник; 51°34' N, 36°05' E) растительных подзонах европейской части России. В каждой подзоне выбраны две экосистемы: смешанный лес и луг (подтайга), широколиственный лес и целинная степь (лесостепь). Климат изученных территорий является умеренно континентальным [31] со среднегодовой температурой воздуха 5.0 и 5.7°C и количеством осадков 696 и 570 мм для подтайги и лесостепи соответственно (данные метеостанций университета и заповедника). Почву изученных экосистем подтайги и лесостепи диагностировали как дерново-подзолистую (Albic Retisols) и чернозем типичный (Haplic Chernozems) [16]. Некоторые химические, физические и микробиологические свойства изученных почв представлены в табл. 1. В древостое смешанного леса подтайги доминировали сосна (*Pinus sylvestris*), дуб (*Quercus robur*), липа (*Tilia cordata*) и клен (*Acer platanoides*) возрастом около 60–70 лет. Изученный луг был представлен косым участком (два раза за вегетационный сезон), в травостое которого преобладали тимофеевка (*Phleum pratense*), овсяница (*Festuca rubra*) и мятлик (*Poa pratensis*). В лесостепи широколиственный лес был представлен преимущественно дубом (*Quercus robur*) и кленом (*Acer campestre*), возраст которых составлял около 80 лет. Изученный участок целинной степи имел “абсолютно заповедный режим” (без кошения и выпаса) на протяжении последних 75 лет, в его растительном покрове доминировали вейник (*Calamagrostis epigeios*), райграсс (*Arrhen atherumelatus*) и кострец (*Bromopsis riparia*).

В каждой экосистеме были выбраны две площадки (1 × 1 м) на расстоянии 5 м друг от друга, на которых в течение вегетационного периода (май–октябрь 2015 г.) измеряли скорость ЭМ_{CO₂} и МД_{поле}. Дату измерения для каждого месяца выбирали случайным образом (в основном в начале месяца в лесостепи, в конце – в подтайге). Одновременно с измерением МД_{поле} регистрировали температуру и влажность почвы в верхнем слое 0–10 см. Затем из этого слоя на каждой площадке отбирали смешанный образец почвы (метод конверта) для последующего определения МД_{лаб}. В почвенных образцах, отобранных в июле, определяли химические и физические показатели, содержание микробной биомассы. Свежеотбран-

Таблица 1. Химические, физические и микробиологические свойства почв (0–10 см, $n = 2$), их эмиссия CO_2 (ЭМ_{CO_2} ; май–октябрь 2015 г., $n = 12$) в разных экосистемах подтайги и лесостепи, среднее \pm стандартное отклонение

Экосистема	$C_{\text{общ}}$, %	C/N	$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$	$C_{\text{мик}}$, мкг С/г	ЭМ_{CO_2} , г $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{сут})$	ρ , г/см ³	Песок	Суг- линок	Глина
Подтайга									
Лес смешанный	2.5 ± 0.6	13.8 ± 0.8	4.7 ± 0.1	433 ± 194	17.4 ± 8.5	0.95	50.5	43.2	6.3
Луг	2.3 ± 1.1	11.6 ± 0.4	5.4 ± 0.1	501 ± 139	35.5 ± 3.9	1.10	51.3	40.2	8.5
Лесостепь									
Лес широколиственный	4.7 ± 0.0	13.0 ± 0.4	6.3 ± 0.3	1324 ± 256	15.9 ± 2.4	0.93	30.3	59.5	10.2
Степь	5.2 ± 0.1	11.9 ± 0.1	6.3 ± 0.4	1431 ± 275	21.3 ± 0.3	0.93	26.7	64.0	9.3

Примечание. $C_{\text{общ}}$ – общий углерод; $C_{\text{мик}}$ – углерод микробной биомассы; ρ – плотность почвы; песок – размер частиц 0.05–2.0 мм; суглинок – 0.002–0.05 мм; глина – менее 0.002 мм.

ные образцы почвы просеивали (ячейки 2 мм) и делили на две части, одну из которых хранили при 4°C не более двух недель до использования в микробиологических анализах [19]. Другую часть высушивали до воздушно-сухого состояния (22°C) и использовали в физико-химических анализах.

Определение микробного дыхания почвы в полевых условиях. Величину $\text{МД}_{\text{поле}}$ определяли техникой СИД, основанной на сравнении почвенной ЭМ_{CO_2} с добавлением глюкозы и без таковой [8, 15]. В настоящем исследовании использовали модифицированный нами вариант метода СИД, согласно которому в почву на глубину 10 см врезаются четыре пластиковых “воротника-основания” (\varnothing 20 см) на расстоянии друг от друга не более 10 см (рис. 1). В двух воротниках содержится ненарушенная почва (с корнями), в двух других – нарушенная (корни удалены просеиванием, ячейки 3 мм). Подготовленная таким образом почва оставляется не менее чем на 24 ч, чтобы минимизировать избыточное образование CO_2 . Затем в почву двух воротников (ненарушенную и нарушенную) добавляли воду, а двух других (ненарушенную и нарушенную) – водный раствор глюкозы (5 мг/г почвы). Объем жидкости, равномерно промачивающий слой почвы не менее чем на 10 см, определяли в предварительных экспериментах. Для наших объектов исследования такой объем жидкости составил 0.6–1.0 л. Концентрацию глюкозы, обеспечивающую наибольшее СИД при температуре от 4 до 22°C, также определяли в предварительных экспериментах. Измерение ЭМ_{CO_2} с поверхности почвы каждого воротника выполняли через 4 ч после внесения в нее воды или раствора глюкозы. Величину $\text{МД}_{\text{поле}}$ (г $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{сут})$) ненарушенной и увлажненной водой почвы рассчитывали согласно формуле:

$$\text{МД}_{\text{поле}} = (\text{ГЛ} - \text{В})_{\text{НН}} / \left(\frac{\text{ГЛ}_{\text{Н}}}{\text{В}_{\text{Н}}} \times \frac{(\text{ГЛ} - \text{В})_{\text{НН}}}{(\text{ГЛ} - \text{В})_{\text{Н}}} \right), \quad (1)$$

где ГЛ – эмиссия CO_2 почвы с глюкозой; В – эмиссия CO_2 почвы с водой; НН – ненарушенная почва; Н – нарушенная почва. В уравнении (1) отношение $\text{ГЛ}_{\text{Н}}/\text{В}_{\text{Н}}$ характеризует дыхательный отклик почвенных микроорганизмов на внесение глюкозы, $(\text{ГЛ} - \text{В})_{\text{НН}}/(\text{ГЛ} - \text{В})_{\text{Н}}$ – нарушение почвы в результате исключения корней. Вклад микробного дыхания в эмиссии CO_2 ненарушенной увлажненной водой почвы рассчитывали как отношение $\text{МД}_{\text{поле}}/\text{В}_{\text{Н}} \times 100\%$.

Скорость ЭМ_{CO_2} с поверхности почвы воротников измеряли методом закрытой камеры с использованием инфракрасного газового анализатора LI-820 (Li-Cor Inc., USA). Для этого пластиковую камеру (объем 4.7 л) герметично устанавливали на воротник и соединяли с анализатором. Перемещение воздуха в камере обеспечивали вентилятором, а его циркуляцию между камерой и анализатором – насосом. Концентрацию CO_2 в воздухе камеры регистрировали каждую секунду в течение 90 с. Скорость ЭМ_{CO_2} (мкмоль/м² с) рассчитывали по формуле:

$$\text{ЭМ}_{\text{CO}_2} = \frac{VP}{RST} \times \frac{\partial C}{\partial t}, \quad (2)$$

где V – объем камеры, м³; P – давление воздуха в камере, Па; R – универсальная газовая постоянная (8.314 м³ Па/(К моль)); S – площадь поверхности почвы, м²; T – температура воздуха в камере (К); $\partial C/\partial t$ – изменение концентрации CO_2 в воздухе камеры в единицу времени (мкмоль/(моль с)). В расчет включали только начальное линейное увеличение концентрации CO_2 в воздухе камеры. Конечную скорость ЭМ_{CO_2} выражали в весовых единицах (г $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{сут})$) с учетом молярного веса CO_2 . Температуру почвы измеряли датчиком Checktemp (разрешение 0.1°C, точность $\pm 0.3^\circ\text{C}$; Hanna Instruments, Германия). Объемную влажность почвы (%) регистрировали датчиком SM300 (раз-

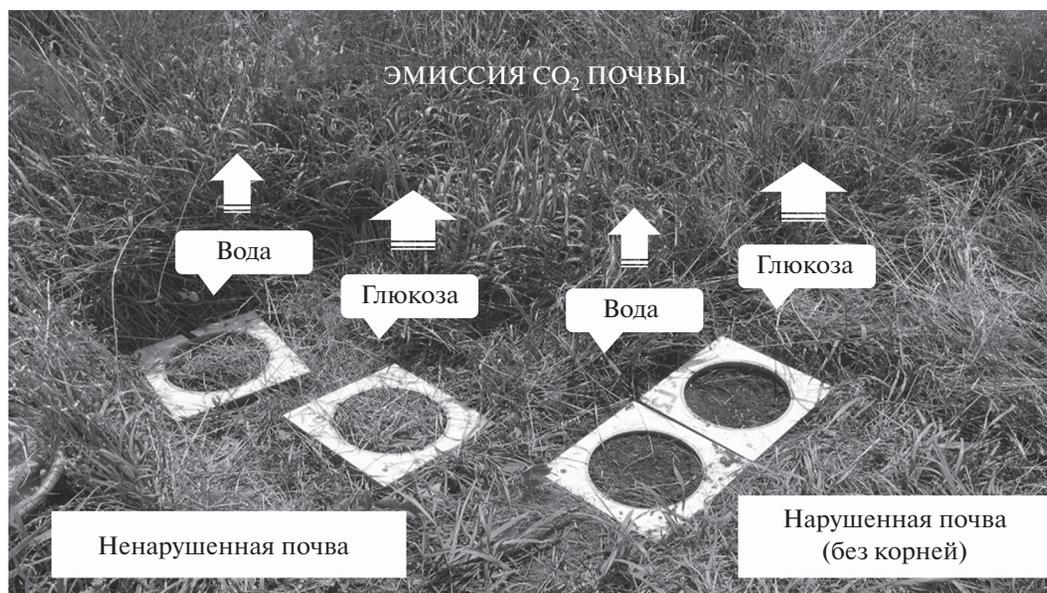


Рис. 1. Схема разделения почвенной эмиссии CO₂ на ее микробную и корневую составляющие в полевых условиях методом субстрат-индуцированного дыхания.

решение 1 мВ, точность ±0.00013 мВ; Delta-T Devices Ltd., Великобритания), соединенным со считывающим устройством HH2.

Химические и физические свойства почвы. Содержание общего углерода и азота в почве (C_{общ}, N_{общ}; навеска 0.002 г) определяли методом ИК-спектроскопии после кислородного сжигания образца (1100°C; анализатор CHNS-932 LECO Corp., США), затем рассчитывали отношение C/N. Значение pH (почва : вода 1 : 2.5) измеряли потенциометрическим методом (Sartorius Basic Meter PB-11, Германия). Для определения плотности почвы (г/см³) отбирали образец верхнего 10 см слоя с помощью металлического цилиндра (500 см³, естественное сложение почвы не нарушали), высушивали до абсолютно сухого состояния (105°C, 8 ч) и взвешивали. Гранулометрический состав почвы определяли методом пипетки с последующей дифференциацией ее частиц: глина (<0.002 мм), суглинков (0.002–0.05 мм) и песок (0.05–2.0 мм).

Микробиологический анализ почвы. Содержание углерода микробной биомассы (C_{мик}) почвы измеряли методом СИД, основанном на регистрации наибольшего первоначального продуцирования CO₂ почвенными микроорганизмами после внесения глюкозы [9]. Навеску почвы (2 и 1 г для дерново-подзолистой и чернозема) помещали в стеклянный флакон (15 мл) и добавляли по каплям раствор глюкозы (0.1 мл/г, 5 мг глюкозы/г), герметично закрывали и инкубировали при 22°C в течение 3.5–4.0 ч. За этот период в почве происходит окисление и соокисление глюкозы почвенными микроорганизмами, исключая ее

потребление для их роста. После инкубации флакона с почвой отбирали шприцем образец воздуха, который вводили в газовый хроматограф для измерения в нем концентрации CO₂ (детектор по теплопроводности, Кристаллюкс 4000М, Россия). Скорость СИД (мкл CO₂/(г ч)) рассчитывали с учетом концентрации CO₂, объема газовой фазы флакона, навески почвенного образца и времени его инкубации. Содержание C_{мик} (мкг С/г почвы) определяли по формуле: СИД × 40.04 + 0.37 [9].

Величину МД_{лаб} измеряли как базальное дыхание почвы с использованием газовой хроматографии [20]. Анализ выполняли аналогично технике определения СИД, только вместо раствора глюкозы в почву вносили дистиллированную воду (0.1 мл/г) и инкубировали 24 ч при 22°C. Скорость МД_{лаб} (мкг CO₂/(г ч)) рассчитывали согласно ISO 16072:2002–Section 5.5.6 [20]. Затем величину МД_{лаб} выражали на единицу площади почвы (м²), принимая во внимание объемный вес ее верхнего слоя 0–10 см:

$$МД_{лаб} = МД_{лаб}^* \times 10^{-3} V \rho \times 24, \quad (3)$$

где МД_{лаб} и МД_{лаб}^{*} – микробное дыхание почвы (г CO₂/(м² сут) и мкг CO₂/(г ч) соответственно); 10⁻³ – пересчет мкг в г CO₂; V – объем верхнего слоя 0–10 см почвы площадью 1 м² (10⁵ см³); ρ – плотность верхнего слоя 0–10 см почвы (г/см³); 24 – пересчет часов в сутки.

Образцы почвы для измерения МД_{лаб} и C_{мик} предварительно инкубировали (50–60% полной

влагоемкости, 22°C, 7 сут), чтобы исключить избыточное образование CO₂ в результате ее просеивания и реувлажнения [13].

Статистический анализ данных. Пространственное и временное варьирование МД_{поле} и МД_{лаб} изученных почв оценивали коэффициентом вариации (CV, %), который рассчитывали как отношение стандартного отклонения к среднему. В качестве пространственного варьирования МД_{поле} (или МД_{лаб}) рассматривали различие этого процесса между двумя экспериментальными площадками каждой экосистемы на момент измерения. Временное варьирование определяли как изменчивость МД_{поле} (или МД_{лаб}) в течение наблюдаемого вегетационного периода для каждой экосистемы. Величины МД_{поле} и МД_{лаб} каждого срока наблюдения считали сопоставимыми, если различие их средних для двух экспериментальных площадок экосистемы было меньше или равно их стандартному отклонению: $\sqrt{(\text{среднее МД}_{\text{поле}} - \text{среднее МД}_{\text{лаб}})^2} \leq \text{ст. откл. МД}_{\text{поле}} \text{ или } \text{МД}_{\text{лаб}}$. Значимость различий между среднесезонными значениями МД_{поле} и МД_{лаб} каждой экосистемы определяли парным *t*-критерием Стьюдента. Соответствие экспериментальных данных нормальному распределению проверяли критерием Шапиро–Уилка ($P > 0.05$). Зависимость МД_{поле} от температуры и влажности почвы за наблюдаемый вегетационный период оценивали простым регрессионным анализом. При этом характер такой связи (линейная или нелинейная зависимость) определяли графически, а качество регрессионного уравнения – коэффициентом детерминации (R^2). Выполняли анализ остатков регрессии: проверяли их на соответствие нормальному распределению и однородность дисперсий. Статистический анализ и визуализация экспериментальных данных выполняли в программной среде R 3.5.0 (R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2017).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общая характеристика почв. Дерново-подзолистая почва изученных экосистем подтайги отличалась от чернозема лесостепи меньшим содержанием $C_{\text{общ}}$, $C_{\text{мик}}$, значением рН и более легким гранулометрическим составом (табл. 1). В травянистых экосистемах изученных почв отношение C/N оказалось ниже по сравнению с соответствующими лесными, а ЭМ_{CO₂} – выше. Плотность почвы верхнего слоя 0–10 см изученных экосистем двух растительных подзон была близка 1 г/см³.

Температура верхнего слоя 0–10 см почвы за наблюдаемый вегетационный период изменялась от 6 до 20°C в подтайге и от 5 до 22°C в лесостепи (рис. 2). В обеих подзонах температура почвы лес-

ных экосистем была в среднем на 2°C ниже по сравнению с травянистыми (13 и 14°C для смешанного и широколиственного лесов; 15 и 16°C для луга и степи). Влажность почвы подтайги и лесостепи за наблюдаемый период изменялась в близком диапазоне: 9–38 и 11–35% соответственно. В обеих подзонах влажность почвы лесных экосистем в среднем на 2–5% превышала таковую травянистых (27% – смешанный и широколиственный лес; 25 и 22% – луг и степь).

Вклад микробного дыхания в почвенную эмиссию CO₂. Временное варьирование вклада МД_{поле} в ЭМ_{CO₂} изученных экосистем показано на рис. 3. В подтайге его величина составила 29–72 и 25–82% для леса и луга соответственно. При этом высокий вклад МД_{поле} (>50%) отмечали в течение длительного периода (июнь–октябрь) для леса, и, напротив, короткого (сентябрь–октябрь) – для луга. В лесостепи вклад МД_{поле} в ЭМ_{CO₂} леса и степи составил 69–88 и 41–74% соответственно. Его величину, превышающую 50%, регистрировали в лесу в течение всего наблюдаемого периода, на лугу – только в июле, августе и октябре. Следует отметить, что в обеих растительных подзонах вклад МД_{поле} в ЭМ_{CO₂} лесных экосистем был выше (в среднем 60 и 79%, смешанный и широколиственный лес), чем травянистых (46 и 52%, луг и степь).

Микробное дыхание почвы: полевое и лабораторное измерения. Микробное дыхание дерново-подзолистой почвы подтайги, измеренное в полевых и лабораторных условиях в течение вегетационного периода, показано на рис. 4. В смешанном лесу диапазон значений МД_{поле} оказался более узким по сравнению с МД_{лаб} (2.2–8.5 и 3.5–18.6 г CO₂/(м² сут) соответственно). Кроме того, временное варьирование МД_{поле} было меньше (CV = 26%) такового МД_{лаб} (CV = 46%). Оказалось, что в смешанном лесу величины МД_{поле} и МД_{лаб} были близки в первой половине вегетационного периода (май–июль) и различались почти в три раза – во второй (август–октябрь). Пространственное варьирование МД_{поле} и МД_{лаб} было также сопоставимо в мае–июле (CV = 17–39 и 11–26%), но заметно различалось – в августе–октябре (44–48 и 29–64%). На лугу диапазон значений МД_{поле} и МД_{лаб} за наблюдаемый период оказался весьма близким: 7.1–20.8 и 4.6–16.9 г CO₂/(м² сут) соответственно. Причем, их временное варьирование было также сопоставимым (CV = 28 и 36%, МД_{поле} и МД_{лаб}). Интересно отметить, что величины почвенного микробного дыхания луга, полученного двумя подходами, в мае–июне различались в 2–3 раза, а в остальные сроки (июль–сентябрь) – были почти одинаковыми. Пространственное варьирование МД_{поле} изученного луга почти вдвое

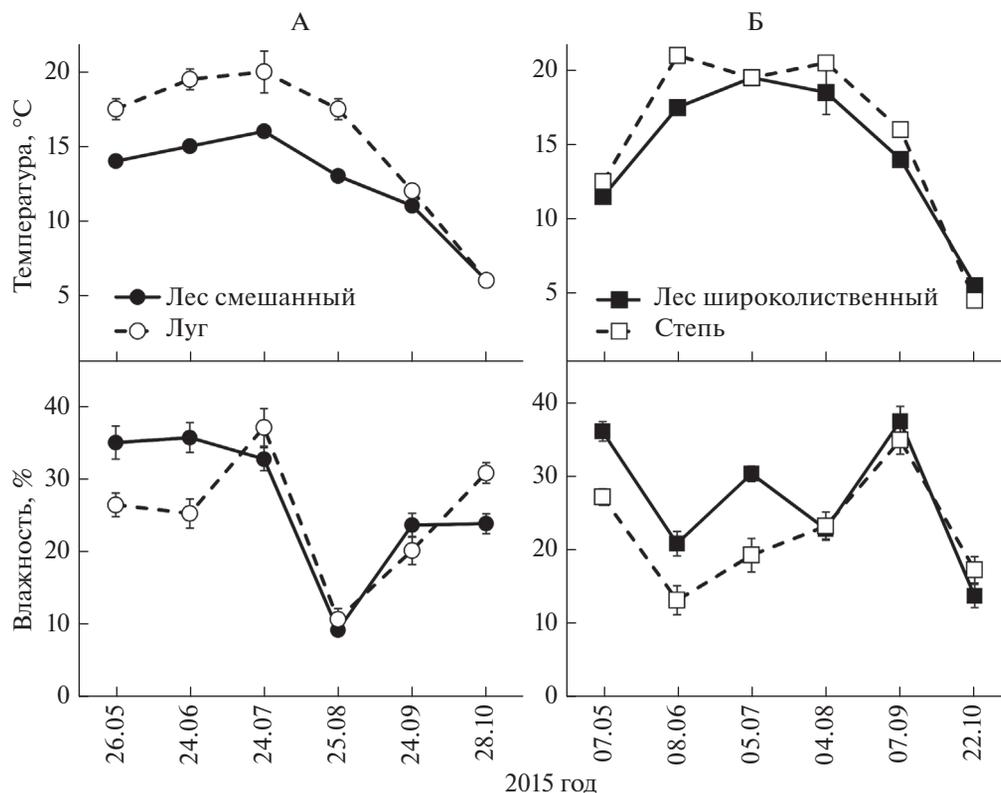


Рис. 2. Временная динамика температуры и влажности почвы (слой 0–10 см) в подтайге (А) и лесостепи (Б). Значения представлены как среднее ± стандартное отклонение ($n = 2$) для каждого срока измерения.

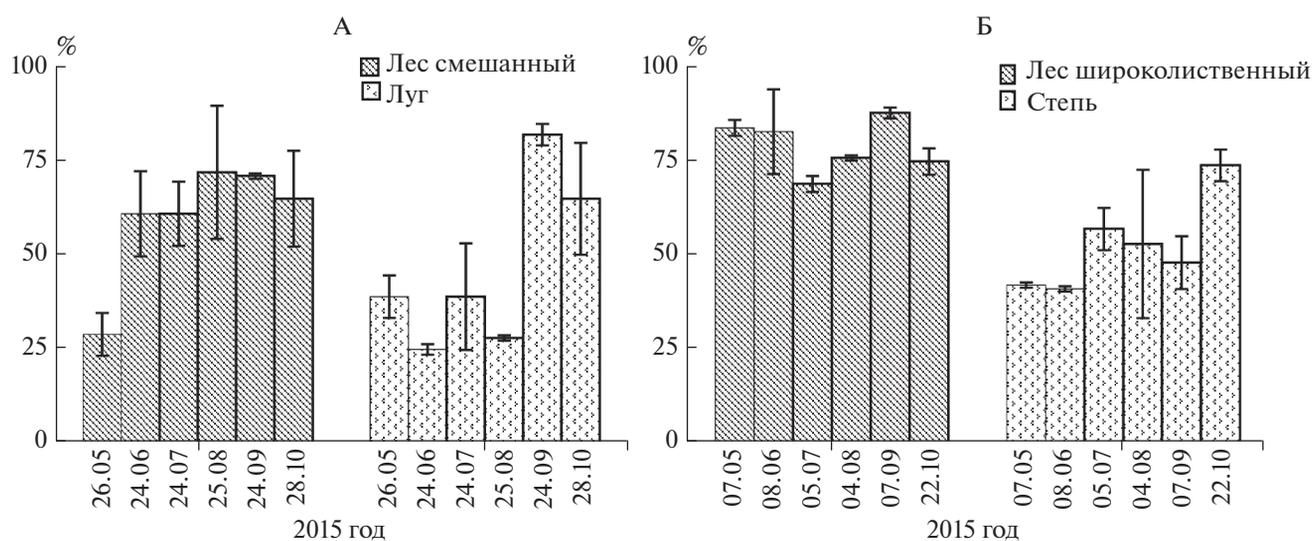


Рис. 3. Вклад микробного дыхания в почвенную эмиссию CO₂ подтайги (А) и лесостепи (Б) в течение вегетационного периода. Значения представлены как среднее ± стандартное отклонение ($n = 2$) для каждого срока измерения.

превышало таковое $МД_{\text{лаб}}$ ($CV = 5–43$ и $3–28\%$). Следует отметить, что значения $МД_{\text{поле}}$ и $МД_{\text{лаб}}$ в экосистемах подтайги были сопоставимы в 50% наблюдений (три измерения из шести для каждой экосистемы). Однако для другой половины на-

блюдений величины $МД_{\text{поле}}$ были существенно ниже (смешанный лес) или выше (луг) соответствующих $МД_{\text{лаб}}$.

Результаты полевого и лабораторного измерений микробного дыхания чернозема лесостепи

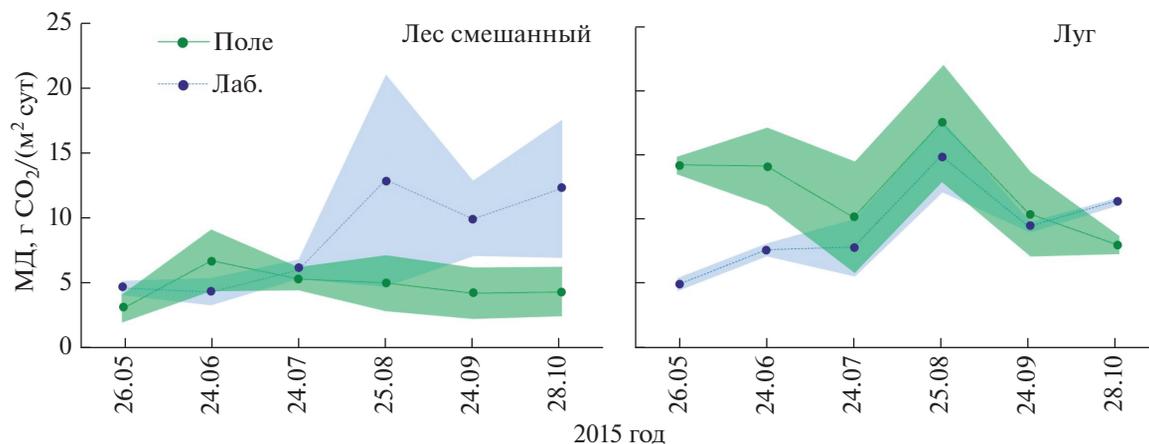


Рис. 4. Микробное дыхание дерново-подзолистой почвы подтайги, измеренное в полевых и лабораторных условиях, в течение вегетационного периода. Точкой обозначено среднее значение ($n = 2$) для каждого срока наблюдения, цветная область – стандартное отклонение.

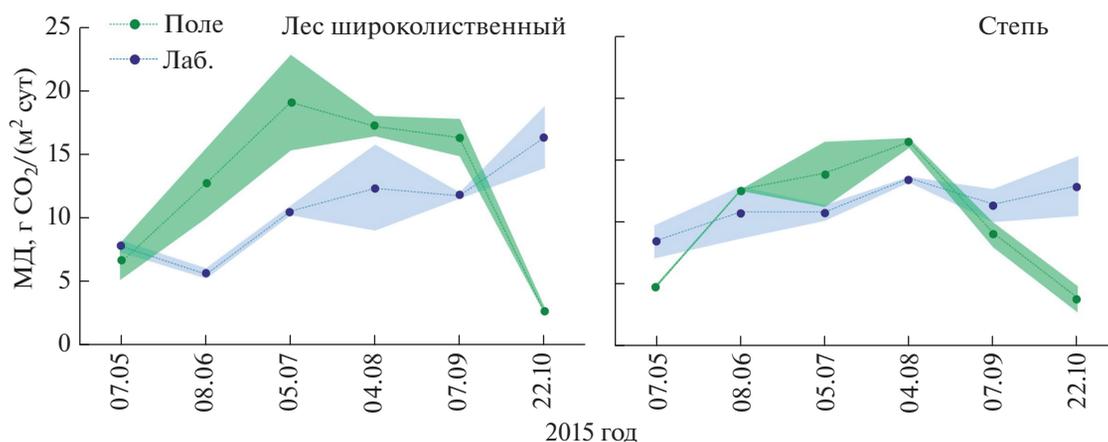


Рис. 5. Микробное дыхание чернозема лесостепи, измеренное в полевых и лабораторных условиях в течение вегетационного периода. Точкой обозначено среднее значение ($n = 2$) для каждого срока наблюдения, цветная область – стандартное отклонение.

показаны на рис. 5. В широколиственном лесу $MD_{\text{поле}}$ и $MD_{\text{лаб}}$ за наблюдаемый период составили 2.4–21.7 и 5.2–17.9 г $CO_2/(m^2 \text{ сут})$ соответственно. При этом временное варьирование полевых и лабораторных экспериментальных данных заметно различалось ($CV = 53$ и 35%), а пространственное было почти одинаковым ($CV = 7–23$ и $7–28\%$). Величина $MD_{\text{поле}}$ широколиственного леса была сопоставима с таковой $MD_{\text{лаб}}$ только в мае, с июня по сентябрь она была в 1.4–2.0 раза выше, а в октябре, напротив, – в 6 раз ниже. В степи диапазон значений $MD_{\text{поле}}$ за наблюдаемый период был почти вдвое шире такового $MD_{\text{лаб}}$ (2.9–16.6 и 7.5–14.6 г $CO_2/(m^2 \text{ сут})$). Причем, временное варьирование $MD_{\text{поле}}$ и $MD_{\text{лаб}}$ различалось в большей степени ($CV = 50$ и 16%), чем пространственное ($CV = 1–34$ и $2–19\%$). В степи величина $MD_{\text{поле}}$

была сопоставима с $MD_{\text{лаб}}$ только в июне, в другие сроки наблюдения она оказалась либо в 1.3–3.3 раза ниже (май, сентябрь, октябрь), либо в 1.2–1.3 раза выше (июль, август). Таким образом, в лесостепи результаты полевого и лабораторного измерения микробного дыхания почвы оказались сопоставимыми только в одном из шести наблюдений, что соответствует примерно 20% уровню вероятности.

Далее оценили влияние температуры и влажности почвы на варьирование $MD_{\text{поле}}$, а таковое для $MD_{\text{лаб}}$ (оптимальные гидротермические условия) не рассматривали. Оказалось, что величина $MD_{\text{поле}}$ подтайги слабо зависела от гидротермических условий, однако для лесостепи она сильно зависела от температуры и слабо – от влажности почвы (табл. 2).

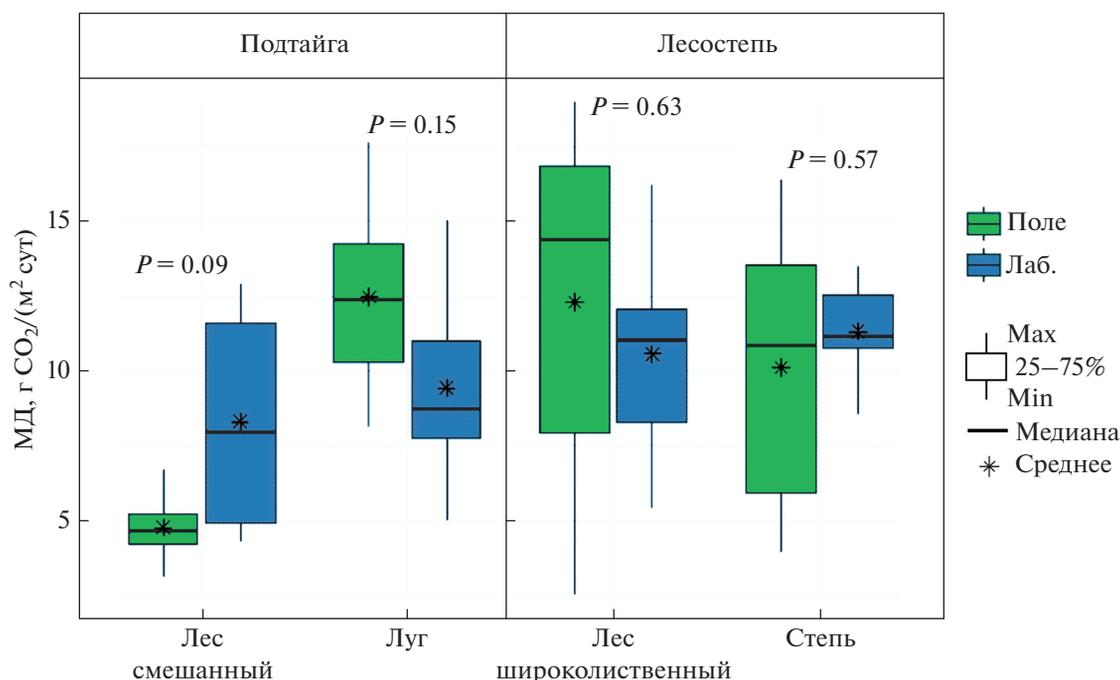


Рис. 6. Микробное дыхание почв подтайги и лесостепи за вегетационный период (май–октябрь 2015, $n = 6$), измеренное в полевых и лабораторных условиях.

Следующий этап интерпретации данных связан с проверкой возможности использования лабораторного подхода для аппроксимации и прогнозирования среднесезонной величины $MD_{поле}$ изученных экосистем. Оказалось, что средние $MD_{поле}$ и $MD_{лаб}$ за вегетационный период не различались значимо в обеих растительных подзонах (рис. 6). При этом в лесу подтаежной зоны $MD_{поле}$ было вдвое меньше соответствующего $MD_{лаб}$, а на лугу, напротив, – на 30% больше. В экосистемах лесостепи различие между среднесезонными значениями $MD_{поле}$ и $MD_{лаб}$ оказалось в среднем незначительным (11–14%).

ОБСУЖДЕНИЕ

Вклад микробного дыхания в почвенную эмиссию CO_2 , определенный методом субстрат-индуци-

рованного дыхания. Метод СИД для разделения $ЭM_{CO_2}$ на микробную и корневую составляющие предложен почти 20 лет назад Паниковым с соавт. [8] и успешно апробирован в полевых условиях [15]. С тех пор опубликован ряд научных работ с использованием данного подхода [3, 4, 6, 7, 36]. Согласно этим исследованиям, вклад $MD_{поле}$ в $ЭM_{CO_2}$ составил в среднем 60% для горных лугов Австрии [36], 64% – средиземноморских лугов Италии [17], 58 и 61% – суббореальных лугов и лесов [3, 4, 7] и 65% – бореальных лесов европейской части России [6]. В нашем исследовании вклад $MD_{поле}$ в $ЭM_{CO_2}$ для изученных растительных подзон был сопоставим, однако заметно различался между типами экосистем (лесной и травянистой). Этот факт можно объяснить различием доли корневого дыхания в $ЭM_{CO_2}$ лесных и

Таблица 2. Зависимость микробного дыхания почвы от ее температуры и влажности (0–10 см) за наблюдаемый вегетационный период (май–октябрь 2015, $n = 6$) в экосистемах подтайги и лесостепи

Экосистема	Температура, °C			Влажность, %		
	уравнение	R^2	P	уравнение	R^2	P
Подтайга						
Лес смешанный	$y = 0.12x + 3.2$	0.14	0.47	$y = 0.01x + 4.5$	0.01	0.86
Луг	$y = 0.40x + 6.3$	0.39	0.18	$y = -0.3x + 19.4$	0.52	0.11
Лесостепь						
Лес широколиственный	$y = 1.34e^{0.14x}$	0.88	0.005	$y = -0.07x^2 + 4.1x - 40$	0.61	0.07
Степь	$y = 1.34e^{0.14x}$	0.89	0.005	$y = -0.12x + 12.8$	0.03	0.73

травянистых экосистем, что связано с различием биомассы тонких корней в их верхнем почвенном слое [27].

Варьирование микробного дыхания почвы подтайги и лесостепи. Известно, что дыхательная активность почвенных микроорганизмов характеризуется высокой пространственной и временной изменчивостью. В нашем исследовании в качестве пространственного варьирования $MД_{поле}$ (или $MД_{лаб}$) рассматривали различие между двумя экспериментальными участками каждой экосистемы. Оказалось, что экосистемы подтайги отличались от лесостепных аналогов большей пространственной неоднородностью $MД_{поле}$ и $MД_{лаб}$, что связано, по-видимому, с особенностями распределения элементов питания в дерново-подзолистых почвах и черноземах. Ранее показано, что пространственное варьирование $MД_{лаб}$ хорошо коррелирует с содержанием в почве C и N [1, 35]. Однако сведений об определяющих факторах пространственного варьирования $MД_{поле}$ в научной литературе крайне мало [30].

Временное варьирование $MД_{поле}$ контролируется в основном гидротермическими условиями [26, 30], количеством и качеством поступающих в почву корневых экссудатов и отмерших растительных остатков [5, 22]. Однако такое варьирование $MД_{лаб}$ определяется во многом изменчивостью содержания органического вещества в свободной от корней почве. В нашем исследовании временная динамика $MД_{поле}$ в лесостепи строго контролировалась температурой почвы. Однако в подтайге такой зависимости не обнаружено, что может быть связано со слабым варьированием температуры ее почвы за наблюдаемый период. Наши результаты показали, что влажность почвы слабо влияла на варьирование $MД_{поле}$ в обеих изученных подзонах, что, по-видимому, обусловлено измерением этого процесса в предварительно увлажненной почве (в среднем 33% содержания воды). Следует отметить, что наибольшие значения $MД_{поле}$ и $MД_{лаб}$ в изученных экосистемах подтайги обнаружены в засушливый период наблюдения (август, рис. 4). Этот результат соответствует классическому представлению о кратковременном усилении микробного дыхания реувлажненной почвы, которое связано с увеличением содержания в ней легкодоступного питательного субстрата (мертвых микробных клеток, выщелоченного из подстилки органического вещества, десорбированных с поверхности почвенных частиц питательных элементов) [32, 33].

Микробное дыхание почвы, измеренное полевым и лабораторным методами. Измеренная величина $MД$ в полевых условиях зависит от гидротермических факторов, а в лабораторных условиях $MД$ измеряется при постоянных влажности и

температуре. Кроме того, пулы углерода почвы, утилизируемые микроорганизмами при измерении $MД_{поле}$ и $MД_{лаб}$, также различаются. Так, $MД_{поле}$ обеспечивается в основном за счет разложения гумусового вещества почвы, мертвых растительных остатков и корневых экссудатов, в то время как $MД_{лаб}$ – разных фракций органического вещества в свободной от корней почве [24]. Полагаем, что выявленные нами различия $MД_{поле}$ и $MД_{лаб}$ почв разных экосистем подтайги и лесостепи в течение вегетационного периода обусловлены в той или иной степени вышеупомянутыми факторами и их комбинацией. Следует отметить, что высокая временная изменчивость $MД_{поле}$ и $MД_{лаб}$ маскирует различие их среднесезонных величин. Вместе с тем результаты нашего исследования демонстрируют возможность использования лабораторного подхода для прогностической оценки среднесезонного $MД_{поле}$ для разных экосистем подтаежной и лесостепной растительных подзон.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Микробное разложение органического вещества почвы (микробное дыхание) является важным компонентом баланса углерода в наземных экосистемах, оценка которого особенно актуальна в условиях современного изменения климата. Выявлено, что микробное дыхание является доминирующей составляющей почвенной эмиссии CO_2 в изученных экосистемах. Техника определения микробного дыхания почвы в полевых условиях является время- и трудозатратной, поэтому поиск альтернативных подходов для экспресс-оценки этого процесса – актуальная научная задача. В настоящем исследовании проверили лабораторный подход для определения микробного дыхания почвы, который может в определенной степени служить его предиктором в естественных условиях. Оказалось, что лабораторное и полевое измерения микробного дыхания почвы подтайги и лесостепи показали сопоставимые величины в среднем за вегетационный период. Эти результаты демонстрируют возможность использования лабораторных измерений микробного дыхания почв для оценки региональных потоков углерода и его балансовых расчетов.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы очень признательны д. б. н., проф. Я.В. Кузякову за полезные комментарии и предложения, способствующие лучшей интерпретации полученных результатов. Авторы также выражают глубокую благодарность к. б. н. В.Э. Смирнову за содержательные предложения относительно статистической обработки данных.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-04-00148. Обработка экспериментальных данных осуществлялась при частичной финансовой поддержке проекта РНФ № 19-77-30012. Подготовка данной статьи выполнена в рамках темы государственного задания РФ № 0191-2019-0045 “Исследование почвенных предшественников, источников и стоков парниковых газов в связи с климатическими изменениями”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гавриленко Е.Г., Сусьян Е.А., Ананьева Н.Д., Макаров О.А. Пространственное варьирование содержания углерода микробной биомассы и микробного дыхания почв южного Подмоскovia // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1231–1245. <https://doi.org/10.1134/s106422931110005x>
2. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Тимофеева М.В., Сефилян А.Р. Оценка вклада корневого и микробного дыхания в общий поток CO₂ из торфяных почв и подзолов севера Западной Сибири методом интеграции компонентов // Почвоведение. 2019. № 2. С. 234–245. <https://doi.org/10.1134/S1064229319020054>
3. Евдокимов И.В., Ларионова А.А., Шмитт М., Лопес де Гереню В.О., Бан М. Определение вклада дыхания корней растений в эмиссию CO₂ из почвы методом субстрат-индуцированного дыхания // Почвоведение. 2010. № 3. С. 349–355. <https://doi.org/10.1134/S1064229310030105>
4. Евдокимов И.В., Ларионова А.А., Шмитт М., Лопес де Гереню В.О., Бан М. Экспериментальная оценка вклада дыхания корней растений в эмиссию углекислого газа из почвы // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1479–1488. <https://doi.org/10.1134/S1064229310120070>
5. Иванова А.Е., Николаева В.В., Марфенина О.Е. Изменение целлюлозолитической активности городских почв в связи с изъятием растительного опада (на примере Москвы) // Почвоведение. 2015. № 5. С. 562–570. <https://doi.org/10.1134/s1064229315030059>
6. Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г., Каганов В.В., Почикалов А.В., Гитарский М.Л. Микробная и корневая составляющие дыхания дерново-подзолистых почв южной тайги // Лесоведение. 2017. № 3. С. 183–195. <https://doi.org/10.1134/s199542551707006x>
7. Ларионова А.А., Сапронов Д.В., Лопес де Гереню В.О., Кузнецова Л.Г., Кудеяров В.Н. Вклад дыхания корней растений в эмиссию CO₂ из почвы // Почвоведение. 2006. № 10. С. 1248–1257. <https://doi.org/10.1134/S1064229306100103>
8. Паников Н.С., Палеева М.В., Дедыш С.Н., Дорофеев А.Г. Кинетические методы определения биомассы и активности различных групп почвенных микроорганизмов // Почвоведение. 1991. № 8. С. 109–120.
9. Anderson J.P.E., Domsch K.H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1978. V. 10. P. 215–221. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(78\)90099-8](https://doi.org/10.1016/0038-0717(78)90099-8)
10. Anderson J.P.E. Soil respiration // Methods of soil analysis. Part 2. Chemical and microbiological properties / Ed. Page A.L. Wisconsin USA, Madison: American Society of Agronomy. 1982. P. 831–853.
11. Bond-Lamberty B., Wang C., Gower S.T. A global relationship between the heterotrophic and autotrophic components of soil respiration? // Global Change Biology. 2004. V. 10. P. 1756–1766. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2004.00816.x>
12. Cox P.M., Betts R.A., Jones C.D., Spall S.A., Totterdell I.J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model // Nature. 2000. V. 408. P. 184–187. <https://doi.org/10.1038/35047138>
13. Creamer R.E., Schulte R.P.O., Stone D., Gal A., Krogh P.H., Lo Papa G., Winding A. Measuring basal soil respiration across Europe: Do incubation temperature and incubation period matter? // Ecological Indicators. 2014. V. 36. P. 409–418. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2013.08.015>
14. Dilly O., Mogge B., Kutsch W.L., Kappen L., Munch J.C. Aspects of carbon and nitrogen cycling in soils of the Bornhöved Lake district II. Microbial characteristics and emissions of carbon dioxide and nitrous oxide of arable and grassland soils // Biogeochemistry. 1997. V. 39. P. 189–205. <https://doi.org/10.1023/A:1005867931015>
15. Ekblad A., Högberg P. Analysis of δ¹³C of CO₂ distinguishes between microbial respiration of added C₄-sucrose and other soil respiration in a C₃-ecosystem // Plant and Soil. 2000. V. 219. P. 197–209. <https://doi.org/10.1023/A:1004732430929>
16. FAO. World Reference Base for Soil Resources. Rome: FAO, 2014. Retrieved from <http://www.fao.org/3/i3794en/I3794en.pdf>
17. Gavrichkova O. Drivers of soil respiration of root and microbial origin in grasslands. Ph.D. dissertation. Viterbo: Universitadegli Studidella Tuscia, 2009.
18. Heimann M., Reichstein M. Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks // Nature. 2008. V. 451. P. 289–292. <https://doi.org/10.1038/nature06591>
19. ISO 10381-6. Soil quality – sampling: Part 6. Guidance on the collection, handling and storage of soil for the assessment of aerobic microbial processes in the laboratory. Geneva: International Standards Organization, 1993.
20. ISO 16072. Soil quality – laboratory methods for determination of microbial soil respiration. Geneva: International Standards Organization, 2002.
21. Karhu K., Auffret M.D., Dungait J.A.J., Hopkins D.W., Prosser J.I., Singh B.K., Hartley I.P. Temperature sensitivity of soil respiration rates enhanced by microbial community response // Nature. 2014. V. 513. P. 81–84. <https://doi.org/10.1038/nature13604>
22. Kuzuyakov Y., Cheng W. Photosynthesis controls of rhizosphere respiration and organic matter decomposition // Soil Biol. Biochem. 2001. V. 33. P. 1915–1925. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00117-1](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00117-1)
23. Kuzuyakov Y., Larionova A.A. Root and rhizomicrobial respiration: A review of approaches to estimate respiration by autotrophic and heterotrophic organisms in

- soil // *J. Plant Nutrition Soil Sci.* 2005. V. 168. P. 503–520. <https://doi.org/10.1002/jpln.200421703>
24. *Kuzyakov Y.* Sources of CO₂ efflux from soil and review of partitioning methods // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. P. 425–448. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.08.020>
 25. *Nielsen M.N., Winding A.* Microorganisms as indicators of soil health. NERI Technical Report No. 388. Denmark: Ministry of the Environment, National Environmental Research Institute, 2002.
 26. *Protingheuer N., Scharnagl B., Graf A., Vereecken H., Herbst M.* Spatial and seasonal variability of heterotrophic and autotrophic soil respiration in a winter wheat stand // *Biogeosciences Discuss.* 2010. V. 7. P. 9137–9173. <https://doi.org/10.5194/bgd-7-9137-2010>
 27. *Rodeghiero M., Cescatti A.* Indirect partitioning of soil respiration in a series of evergreen forest ecosystems // *Plant and Soil.* 2006. V. 284. P. 7–22. <https://doi.org/10.1007/s11104-005-5109-8>
 28. *Schlesinger W.H., Andrews J.A.* Soil respiration and the global carbon cycle // *Biogeochemistry.* 2000. V. 48. P. 7–20. <https://doi.org/10.1023/A:1006247623877>
 29. *Subke J.A., Ingima I., Cotrufo M.F.* Trends and methodological impacts in soil CO₂ efflux partitioning: A meta-analytical review // *Global Change Biology.* 2006. V. 12. P. 921–943. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01117.x>
 30. *Tang J., Baldocchi D.D.* Spatial-temporal variation in soil respiration in an oak-grass savanna ecosystem in California and its partitioning into autotrophic and heterotrophic components // *Biogeochemistry.* 2005. V. 73. P. 183–207. <https://doi.org/10.1007/s10533-004-5889-6>
 31. *Trewartha G.T., Horn L.H.* An Introduction to Climate. N.Y.: McGraw-Hill Book Company, 1980.
 32. *Van Gestel M., Ladd J.N., Amato M.* Carbon and nitrogen mineralization from two soils of contrasting texture and micro-aggregate stability: Influence of sequential fumigation, drying and storage // *Soil Biol. Biochem.* 1991. V. 23. P. 313–322. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(91\)90185-m](https://doi.org/10.1016/0038-0717(91)90185-m)
 33. *Van Gestel M., Merckx R., Vlassak K.* Microbial biomass and activity in soils with fluctuating water contents // *Geoderma.* 1993. V. 56. P. 617–626. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(93\)90140-G](https://doi.org/10.1016/0016-7061(93)90140-G)
 34. *Vasenev V.I., Stoorvogel J.J., Plyushchikov V.G., Ananyeva N.D., Ivashchenko K.V., Romzaykina O.N.* Basal respiration as a proxy to understand spatial trends in CO₂ emissions in the Moscow region // *Vestnik RUDN. J. Agronomy and Animal Industrie.* 2016. V. 4. P. 94–106. <https://doi.org/10.22363/2312-797X-2016-4-94-107>
 35. *Wirth S.* Regional-scale analysis of soil microbial biomass and soil basal CO₂ respiration in northeastern Germany // *Sustaining the Global Farm / Eds. D.E. Stott, R.H. Mohtar, G.C. Steinhardt West Lafayette, IN, 2001. P. 486–493.*
 36. *Yevdokimov I., Larionova A., Bahn M.* A novel approach for partitioning root and microbial respiration in soil // *Abstracts of the CarboEurope-IP Open Science Conference on the GHG Cycle in the Northern Hemisphere.* Crete, Sissi-Lassithi, 2006.

Soil Microbial Respiration of Sub-Taiga and Forest-Steppe Ecosystems in European Russia: Field and Laboratory Approaches

N. D. Ananyeva^{1,*}, S. V. Sushko^{1,2,3}, K. V. Ivashchenko^{1,2}, and V. I. Vasenev²

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow region, Russia*

²*Agrarian-Technological Institute, Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia*

³*Agrophysical Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

*e-mail: ananyeva@rambler.ru

Our study focuses on testing laboratory measurements of soil microbial respiration as a proxy that in the field conditions. The soil microbial respiration was measured in field (MR_{field}) and laboratory (MR_{lab}) conditions monthly (from May to October) in sub-taiga (mixed forest, meadow) and forest-steppe (broad-leaved forest, virgin steppe) ecosystems of the European Russia. The MR_{field} was determined through soil respiration partitioning by the conventional substrate-induced respiration method. The MR_{lab} was measured as basal respiration of 10 cm topsoil at 22°C and 60% water holding capacity. The contribution of MR_{field} to total soil respiration varied during the growing season from 25 to 82% for sub-taiga and from 41 to 88% for forest-steppe. The MR_{field} for studied ecosystems varied from 2.2 to 21.7 g CO₂/(m² d), while MR_{lab} was from 3.5 to 18.6 g CO₂/(m² d). Similar results obtained by field and laboratory approaches were in 50% of measurements in the sub-taiga ecosystems and in almost 20% of cases on the forest-steppe. The average MR_{field} and MR_{lab} for growing season did not significantly differ for all studied ecosystems. These findings demonstrate possible prospects of using laboratory measurement of soil microbial respiration during the growing season to approximate and predict average MR_{field} for various ecosystems.

Keywords: soil respiration, partitioning, substrate-induced respiration technique, proxy assessment

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

РЕКТОРИТ – СИНГЕНЕТИЧНЫЙ КОМПОНЕНТ СЛАБОДЕРНОВОЙ СЛАБОПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ

© 2020 г. Т. В. Алексеева^а, *, А. О. Алексеев^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия

*e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su

Поступила в редакцию 23.03.2020 г.

После доработки 08.04.2020 г.

Принята к публикации 28.04.2020 г.

Ректорит (алевардит) – упорядоченный смешанослойный минерал, в котором пакеты слюды (А) и смектита (В) чередуются по типу АВВАВВ..., с содержанием по 50% каждого из пакетов. Как и другие упорядоченные образования, ректорит в природе встречается редко. В данной работе приводятся результаты изучения свойств и минерального состава слабодерновой слабоподзолистой почвы (Республика Коми). В тонкодисперсных фракциях горизонтов А1 и А2 этой почвы обнаружен ректорит. Изученная почва сформирована на породе легкого гранулометрического состава. Профиль почвы текстурно-дифференцирован по элювиальному типу. Значения pH_{H_2O} для минеральных горизонтов находятся в пределах 5.1–5.3. Минеральный состав фракций <2, 2–0.5 и <0.5 мкм изучен методом рентгеновской дифрактометрии. В минеральном составе ила почвообразующей породы преобладает смектит, представленный высокозарядным бейделлитом. Помимо этого, ил содержит слюду, вермикулит, каолинит и хлорит, а также тонкодисперсный кварц. Структура вермикулита хлоритизирована. Процессы преобразования минерального состава илистой фракции затрагивают верхние 40 см профиля, максимально проявляются в верхних 20 см. Здесь сокращается содержание смектита, при этом возрастает содержание тонкодисперсного кварца. Дополнительно материал содержит ректорит. Этот минерал выявлен на основании целочисленной серии рефлексов: 24.54 и 12.27 Å – для воздушно-сухих образцов. После насыщения этиленгликолем пик (001) смещается к 26.77 Å. Прокаливание в течение 2 ч при 550°C приводит к смещению данного пика к 10 Å. Полагаем, что ректорит формируется на ранней стадии преобразования смектита в иллит и является промежуточным звеном на пути этого преобразования.

Ключевые слова: упорядоченно-смешанослойные минералы, слюда-смектит, минеральный состав, химический состав, подзолообразование

DOI: 10.31857/S0032180X20100032

ВВЕДЕНИЕ

Ректорит – упорядоченный смешанослойный минерал, в котором пакеты слюды (А) и смектита (В) чередуются по типу АВВАВВ..., с содержанием по 50% каждого из пакетов. Как и другие упорядоченные образования, ректорит в природе встречается сравнительно редко. Впервые этот минерал был обнаружен в конце XIX в. (Арканзас, США) [22, 26]. В тот же период аналогичный минерал был обнаружен в местности Альвар (Alleward) во Франции и получил название “алевардит”. В литературе чаще используется термин “ректорит”. В идеале его структура включает слои Na-слюды (парагонита) и смектита – бейделлита. Место Na могут занимать катионы К или Са. В этом случае минерал принято называть К-ректоритом или Са-ректоритом [3, 4, 7, 26].

Для дифракционной картины ректорита характерно наличие целочисленной серии отражений кратных 24 Å (10 + 14 Å). Насыщение образцов этиленгликолем приводит к набуханию смектитовых пакетов, в результате чего (001) рефлекс ректорита сдвигается к 26–27 Å (10 + 17 Å). При прокаливании до 550°C по данным разных авторов этот рефлекс смещается к 20 либо к 10 Å [7, 9, 13, 19, 23, 26].

Вопрос о генезисе ректорита остается предметом дискуссий. Чаще других встречается минерал гидротермального происхождения [9, 10, 26]. Таковым, например, является ректорит из штата Арканзас [26]. Успешные лабораторные синтезы ректорита подтверждают этот факт [20, 24, 25].

Помимо гидротермальной, в литературе имеются указания на вторичную – диагенетическую и метаморфическую природу ректорита. К таковым

относят находки этого минерала в отложениях палеозоя. Одни авторы рассматривают его в качестве продукта преобразования парагонита, другие – как продукт аградационной трансформации смектита при относительно низких температурах (145–280°C). Вопросы о механизмах формирования упорядоченного смешанослойных минералов, в том числе ректорита, так же как о необходимых предшественниках, являются предметом дискуссий [26].

Находки упорядоченно смешанослойных минералов в зоне гипергенеза, в частности, в почвах, исключительно редки [6]. Одно из первых упоминаний о находке почвенного ректорита принадлежит Б.П. Градусову. Изученная им примитивная почва из Карелии сформирована на слюдяном сланце. Ректорит обнаружен во фракции <1 мкм, выделенной из горизонта В этой почвы. Материал данного горизонта обогащен гумусом (5.55%), имеет кислую реакцию: pH_{H_2O} составляет 3.57 [2, 9].

Лисица и Тихонов [11] показали, что одним из продуктов трансформации биотита в дерново-подзолистой почве Белоруссии является упорядоченный смешанослойный биотит-вермикулит. Авторы высказывают мнение, что эта фаза является одной из стадий последовательного трансформационного преобразования биотита в вермикулит. Вермикулизация слюдяных пакетов, по мнению этих авторов, является характерным процессом преобразования минералов подзолистых горизонтов.

Соколова [15] сообщает о находке в илстой фракции подзолистой почвы Алданского нагорья упорядоченно-смешанослойного слюда-вермикулита. Этот минерал обнаружен во всех горизонтах почвы, кроме подзолистого. В тонкопылевой фракции этой почвы особенно в ее верхних горизонтах обнаружен упорядоченно-смешанослойный слюдяно-монтмориллонитовый минерал.

В работе Убугунова с соавт. [19] приводятся сведения о находке ректорита в мерзлотной почве Бурятии, сформированной на аллювии. Небольшое количество ректорита обнаружено в составе илстой фракции аллювия на глубине 54–115 см. Минерал состоит из пакетов диоктаэдрической слюды и монтмориллонита в равных долях. Выше по почвенному профилю этот минерал не выявлен. По заключению авторов ректорит в этой почве является унаследованной фазой. Характеристики среды существования ректорита следующие: pH 7.7–8.5, содержание карбонатов 7.0–8.5%, содержание ила <10%, содержание гумуса ниже 0.6%. Авторы заключают, что в верхней части почвенного профиля структура ректорита не сохранилась. Она преобразована в неупорядоченную структуру слюда-смектитового состава.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе приводятся результаты изучения свойств и минерального состава слабодерновой слабоподзолистой суглинистой почвы (Umbric Albeluvisols по классификации WRB) под березняком с подростом ели. Профиль почвы заложен на территории стационара “17-й километр” Института биологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар).

Результаты изучения показали, что тонкодисперсные фракции горизонтов А1 и А2 этой почвы содержат упорядоченный смешанослойный минерал – ректорит. Целью работы является выяснение генезиса этого редкого для почв минерала.

Лабораторные исследования включали получение базовых характеристик почвы: pH , гранулометрический состав, содержание $C_{орг}$, содержание карбонатов. Минеральный состав тонкодисперсных фракций (<2, 2–0.5 и <0.5 мкм) изучали методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометрах ДРОН-3 и Bruker D2 Phaser. Для диагностики глинистых минералов использовали ориентированные препараты. Был получен следующий комплекс дифрактограмм: Mg-форма воздушно-сухие, Mg-форма насыщенные этиленгликолем, Mg-форма прокаленные до 350 и 550°C, Ca-форма воздушно-сухие, Ca-форма насыщенные этиленгликолем, Ca-форма прокаленные до 550°C, K-форма воздушно-сухие, K-форма насыщенные этиленгликолем, Li(Грин-Кели)-тест. Перед насыщением катионами образцы обрабатывали 10%-ным раствором H_2O_2 на кипящей водяной бане. Полуколичественную оценку содержания фаз в составе илстой фракции осуществляли с применением программы Diffraс.Eva 5.1. Элементный состав валовых образцов и фракции <2 мкм изучали рентген-флуоресцентным методом (Spectroscan Макс-GV).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Свойства почвы. Изученная почва сформирована на суглинистых отложениях, в гранулометрическом составе преобладает фракция крупной пыли (табл. 1). Профиль почвы текстурно-дифференцирован по элювиальному типу. Содержание фракции <1 мкм находится в пределах 9–22% с минимумом в оподзоленном горизонте А2, который представлен легким суглинком. Здесь отмечено максимальное содержание фракции крупной пыли – 55% и тонкой пыли – 8%. Суммарное содержание пыли в этом горизонте составляет 71%. Отметим, что “мучнистость” подзолистого горизонта Докучаев рассматривал в качестве его характерного признака [8]. Верхние 10 см профиля (горизонт А1) обогащены органическим веществом: содержание $C_{орг}$ достигает 4.5%. В оподзоленном горизонте А2 и ниже содержание $C_{орг}$ уменьшает-

Таблица 1. Некоторые характеристики слабодерновой слабоподзолистой почвы

Горизонт	Глубина, см	рН _{Н₂О}	С _{орг} , %	Гранулометрический состав (мм), %					
				1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001
АО	0–5	5.04	9.14	Не опр.					
A1	5–12	5.07	4.52	1.71	29.08	41.34	8.59	6.14	13.14
A2	12–19	5.29	0.61	0.62	19.91	54.99	7.68	8.09	8.71
B1	19–37	5.09	0.44	0.33	19.94	51.60	9.75	6.09	12.29
B2	37–53	5.12	0.31	0.18	14.52	53.57	6.54	5.73	19.46
BC	53–60	5.29	0.29	0.24	14.16	45.48	12.4	5.38	22.34

ся до 0.6% и далее до 0.3%. Почва бескарбонатна в пределах всего профиля. Значения рН_{Н₂О} для минеральных горизонтов составляют 5.1–5.3.

Минеральный состав илстой фракции. В минеральном составе фракции <2 мкм, выделенной из почвообразующей породы, преобладает смектит. Его содержание в сумме с хлоритом и вермикулитом составляет около 50%. Рентгендифрактограммы образцов, насыщенных К⁺ в воздушно-сухом состоянии, после их сольватации этиленгликолем, а также результаты Li-теста показали, что смектит представлен высокозарядной фазой бейделлитового типа. Помимо этого, ил содержит иллит (около 5%), каолинит (до 19%), а также тонкодисперсный кварц (около 10%) и полевые шпаты (16%). Структура вермикулита хлоритизирована (рис. 1 и 2). Процессы преобразования минерального состава илстой фракции затрагивают верхние 40 см профиля, но максимально проявляются в горизонтах A1 и A2. Здесь сокращается содержание смектита. В сумме с хлоритом и вермикулитом оно составляет 27–32%. При этом в два раза возрастает содержание тонкодисперсного кварца (18–22%). Содержание каолинита, иллита и полевых шпатов остается практически постоянным. Смектит в этой части профиля, так же как в почвообразующей породе, представлен высокозарядным бейделлитом. Хлорит сохраняется в пределах всего профиля, включая и верхний горизонт. Вермикулит в пределах всего профиля хлоритизирован. Дополнительно илстая фракция этих двух горизонтов содержит небольшое количество упорядоченно-смешанослойной фазы слюда-смектитового состава. Максимальное содержание данной фазы отмечается в горизонте A2 (до 12%) против 4% в горизонте A1.

Для получения более детальных характеристик минерального состава фракция <2 мкм, выделенная из материала горизонтов A1 и A2, была разделена на подфракции: 2–0.5 и <0.5 мкм. Образцы были насыщены Са²⁺, их минеральный состав изучен с применением описанных выше стандартных тестов-приемов диагностики. Полученные дифрактограммы для подфракций, выделенных из гор. A2, приведены на рис. 3 и 4. Минеральный состав обеих подфракций практически

идентичен: преобладающими фазами являются бейделлит и тонкодисперсный кварц. Упорядоченно смешанослойная фаза слюда-смектитового состава выявлена на основании целочисленной серии рефлексов: 24.54 и 12.27 Å – для воздушно-сухих образцов (рис. 3, А). После сольватирования образца этиленгликолем пик 24.54 Å смещается к 26.77 Å, что отвечает насыщенной Са и сольватированной этиленгликолем решетке смектита с положением $d_{001} = 16.77$ Å. Прокаливание образца в течение 2 ч при 550°C приводит к смещению пика к 10 Å. На основании полученных данных эта минеральная фаза отнесена к ректориту.

Материал илстой фракции горизонта B1 демонстрирует изменения в характеристиках смектитовой фазы, которая представлена здесь бейделлитом без признаков смешанослойности (рис. 1). Содержание бейделлита в этом горизонте заметно сокращается по сравнению с почвообразующей породой (35%). Минерал отличается от бейделлита нижележащего горизонта и почвообразующей породы уменьшением интенсивности рефлекса 16.67 Å на дифрактограмме образца, насыщенного этиленгликолем. Рефлекс расширяется и становится асимметричным. Отмеченные изменения свидетельствуют об ухудшении степени окристаллизованности решетки минерала, что может являться как следствием разрушения структуры бейделлита, так и возможной аккумуляции в данном горизонте продуктов разрушения материала вышележащей части профиля. Содержание тонкодисперсного кварца, как и в горизонтах A1 и A2, составляет около 19%, что в 2 раза превышает его содержание в почвообразующей породе. Содержание других фаз остается без изменений.

Валовой химический состав почвенных образцов представлен в табл. 2. Полученные данные отражают текстурную дифференциацию профиля. Материал горизонтов A1 и A2, в меньшей степени горизонта B1, обогащен SiO₂. Прирост содержания SiO₂ в подзолистом горизонте A2 по сравнению с почвообразующей породой составляет около 8%. При этом содержание Al₂O₃ здесь снижено до 5.9–6.3% по сравнению с 9.0% в почвообразующей породе. Содержание Fe₂O₃ также снижено: до 2.0–2.3% по сравнению с 3.4% в почвообразу-

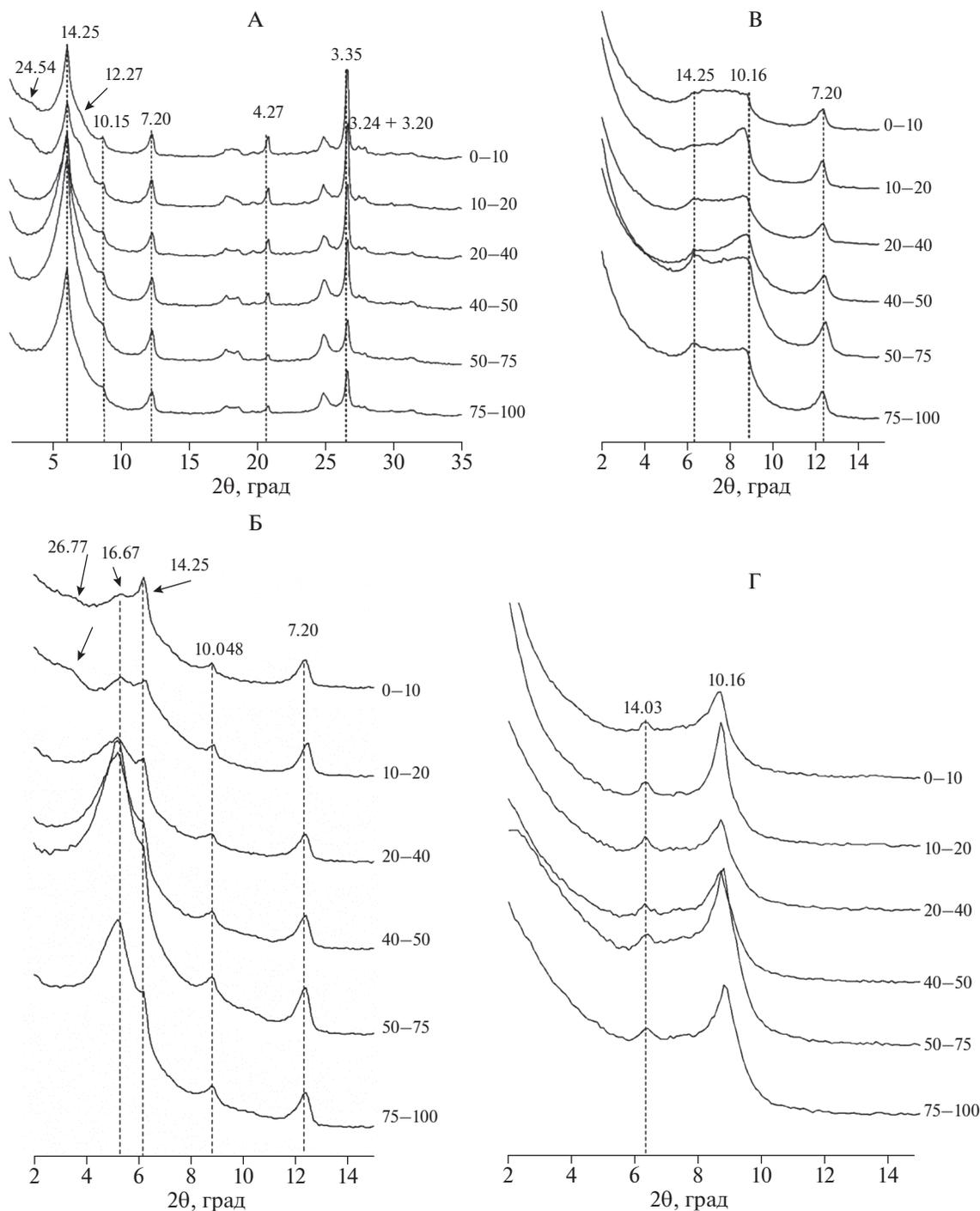


Рис. 1. Рентгенодифрактограммы илистой фракции профиля дерновой – слабоподзолистой почвы. А – образцы насыщены Mg^{2+} , воздушно-сухие. Б – образцы насыщены Mg^{2+} и далее этиленгликолем. В – образцы насыщены Mg^{2+} и прокалены при $350^{\circ}C$. Г – образцы насыщены Mg^{2+} и прокалены при $550^{\circ}C$. Положение рефлексов дано в А. Глубины взятия образцов – в см.

ющей породе. Рассчитанный по Роде [14] элювиально-аккумулятивный коэффициент (EA_R) для Al_2O_3 для горизонта А2 составил (-37%), для Fe_2O_3 – (-47%). Для остальных элементов этот показатель заметно меньше: $-8\% \dots -12\%$. Величина отношения Si/Al для горизонтов А1 и А2 достига-

ет 21–22 по сравнению с 13 для почвообразующей породы. Материал горизонтов А1, А2 и В1 демонстрирует прирост в содержании TiO_2 . Величина EA_R для этого оксида для горизонта А2 составила ($+46\%$). Величина отношения Ti/Al , наряду с Si/Al , отражает текстурную дифференциацию

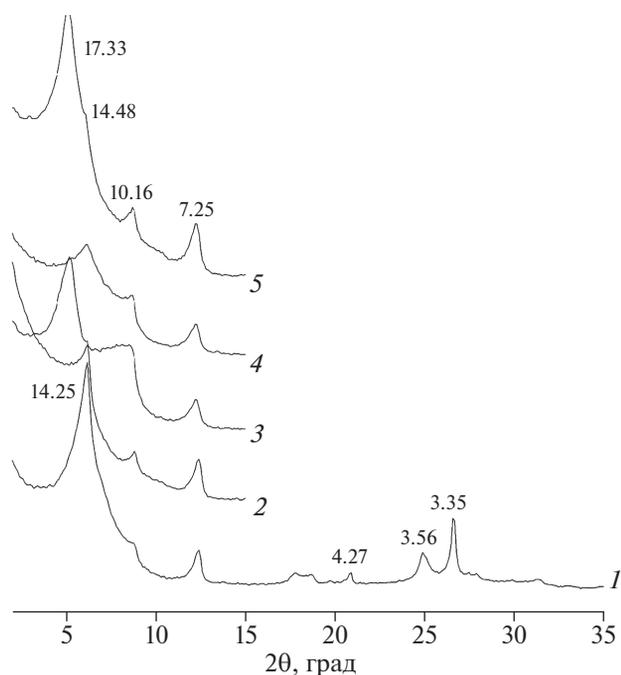


Рис. 2. Рентгendifрактограммы илистой фракции почвообразующей породы (75–100 см): 1 – образцы насыщены Mg^{2+} , воздушно-сухие, 2 – образцы насыщены Mg^{2+} и далее этиленгликолем, 3 – образцы насыщены K^+ , воздушно-сухие, 4 – образцы насыщены K^+ и далее этиленгликолем, 5 – Li-тест (насыщены Li^+ , прокалены в течение суток при $250^{\circ}C$ и насыщены этиленгликолем). Положение рефлексов дано в Å.

профиля, а именно обогащенность материала горизонтов A1 и A2 фракциями пыли и тонко/среднего песка. Поведение величин этих отношений демонстрирует прямую зависимость с величиной $R^2 = 0.99$. Ранее [1, 17] показано, что и для других текстурно-дифференцированных почв таких, как солонцы и светло-каштановые солонцеватые почвы, характерен прирост величины отношения Ti/Al для элювиальных горизонтов. Эта особенность химического состава объясняется в первую очередь остаточным накоплением устойчивых минералов, прежде всего, кварца, а также рутила. Как известно, зерна кварца часто имеют включения оксидов Ti , что также может отражаться на химическом составе почвы.

Химический состав илистой (<2 мкм) фракции, выделенной из материала почвенных горизонтов, представлен в табл. 3. Как и валовые образцы, илстая фракция горизонтов A1, A2 и B1 обогащена SiO_2 и TiO_2 . Элювиально-аккумулятивный коэффициент для TiO_2 в горизонте A2 составляет (+85%). Прирост в содержании TiO_2 здесь по сравнению с породой составил 95%, что несоизмеримо с накоплением SiO_2 (+10%). Следовательно, помимо остаточного накопления TiO_2 в составе тонкодисперсного кварца и в виде самостоятельной фазы после выноса Fe, например, из двойных окси-

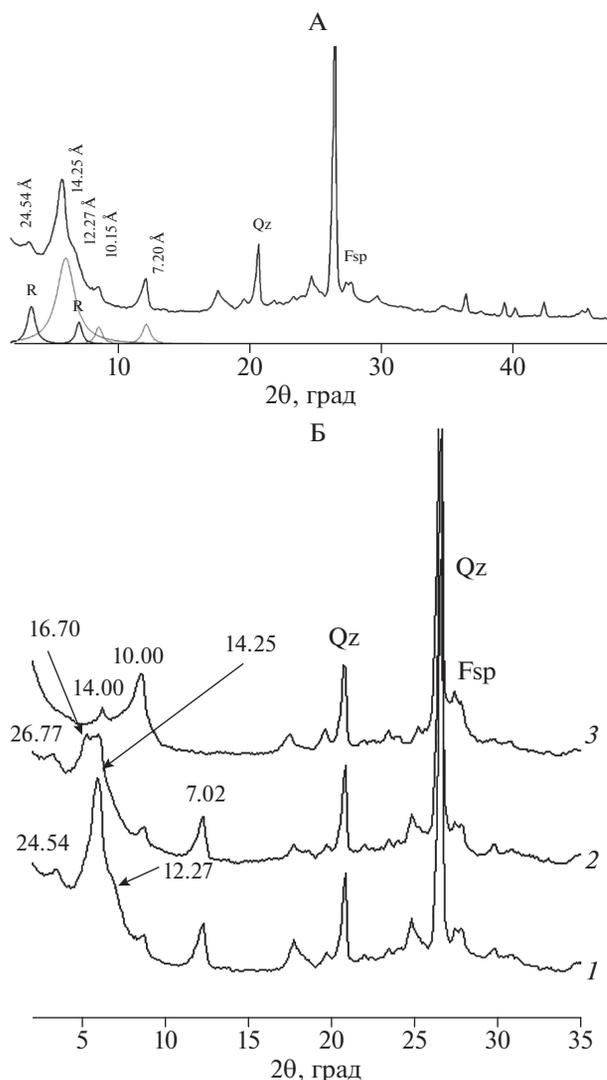


Рис. 3. Рентгendifрактограммы фракции 2–0.5 мкм, выделенной из горизонта A2 (10–20 см). А – сравнение экспериментального и эталонного спектров ректорита, Б – тесты: 1 – образцы насыщены Ca^{2+} , воздушно-сухие, 2 – образцы насыщены Ca^{2+} и далее этиленгликолем, 3 – образцы насыщены Ca^{2+} и прокалены при $550^{\circ}C$. Положение рефлексов дано в Å. Обозначения: Qz – кварц, Fsp – полевые шпаты, R – ректорит.

дов этих металлов, имеется дополнительный источник Ti . Одно из возможных объяснений этого явления – биогенная мобилизация Ti . Феномен аккумуляции TiO_2 в верхних горизонтах некоторых почв нуждается в дальнейших исследованиях.

Элювиально-аккумулятивные коэффициенты для остальных элементов в горизонте A2 демонстрируют потери. Максимальный вынос отмечен для Mg, Ca и Al.

Выше показано, что ни гранулометрический, ни химический составы валовых образцов изу-

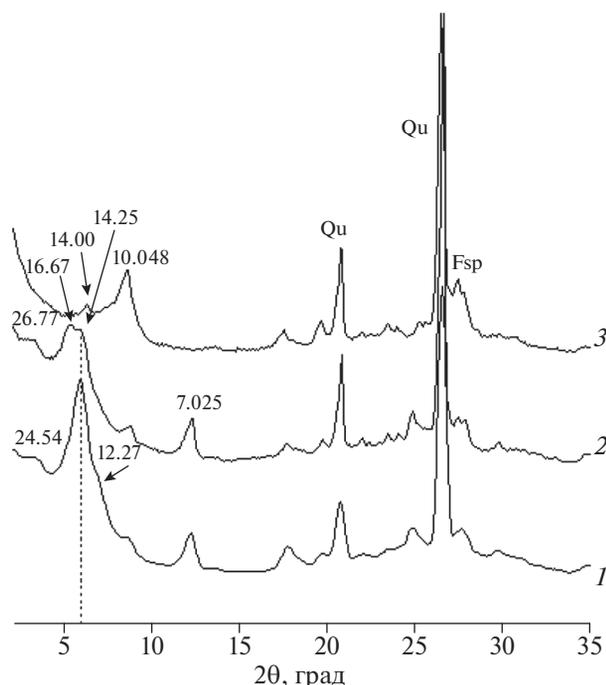


Рис. 4. Рентгендифрактограммы фракции $<0.5\ \mu\text{m}$, выделенной из горизонта А2 (10–20 см): 1 – образцы насыщены Ca^{2+} , воздушно-сухие, 2 – образцы насыщены Ca^{2+} и далее этиленгликолем, 3 – образцы насыщены Ca^{2+} и прокалены при 550°C . Положение рефлексов дано в Å. Обозначения: Qz – кварц, Fsp – полевые шпаты.

ченной почвы не свидетельствуют в пользу формирования иллювиального горизонта. Роде [14] указывал на то, что в подзолистых почвах "...само образование иллювиальных горизонтов не является обязательным". Позже на массовом материале этот вывод подтвердили Тонконогов [18] и Соколова с соавт. [16]. Вместе с тем данные химического состава илистой фракции показали некоторое накопление Al_2O_3 в горизонте В1 на фоне потерь остальных элементов. При этом профильное рас-

пределение илистой фракции свидетельствует об элювиальной природе горизонта В1 (табл. 1). Возможно, что в этой части профиля имеет место накопление аморфных Al-содержащих минералов (аллофанов – (прото)имоголита), что отвечает альфегумусовому процессу. Развитие такого накопленного процесса по профилям текстурно-дифференцированных подзолистых и дерново-подзолистых почв в деталях изучено Тонконогим [18]. Этим автором, почвы, распространенные в окрестностях г. Сыктывкар, определены как подзолистые с субпрофилем подзола альфегумусового. Специфика минерального состава илистой фракции горизонта В1, в частности сокращение содержания смектитовой фазы и снижение ее степени окристаллизованности отмечена выше (рис. 1, Б). Осаждению аллофанов может способствовать и значительное утяжеление гранулометрического состава нижележащего горизонта, выполняющего роль текстурного барьера для нисходящих потоков влаги и растворенных веществ.

Таким образом, тенденции в профильном распределении макроэлементов для валовых образцов из изученной почвы отвечают выраженной текстурной элювиальной дифференциации профиля. Рассчитанные элювиально-аккумулятивные коэффициенты для подзолистого горизонта А2 показали опережающий вынос Fe_2O_3 и Al_2O_3 и заметную аккумуляцию TiO_2 . Величины отношений Si/Al , Ti/Al , $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ наряду с результатами гранулометрического состава свидетельствуют, что процессом подзолообразования в разной степени охвачены верхние 40 см профиля, включая горизонт В1.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ректорит, обнаруженный в тонкодисперсных фракциях материала из верхней – оподзоленной части профиля слабодерновой слабоподзолистой почвы, является аутигенным сингенетичным ком-

Таблица 2. Содержание некоторых элементов в слабодерновой слабоподзолистой почве, %

Горизонт	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	K_2O	MgO	TiO_2	Si/Al	$\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$	Ti/Al
A1	76.93	5.93	2.26	0.82	1.94	0.57	0.686	22.06	9.39	0.147
A2	77.07	6.31	2.01	0.72	2.08	0.56	0.729	20.76	9.26	0.147
B1	73.28	7.66	2.64	0.71	2.08	0.62	0.653	16.27	7.12	0.109
B2	70.19	8.75	3.31	0.67	2.13	0.59	0.582	13.64	5.82	0.088
BC	70.14	8.63	3.27	0.62	2.09	0.51	0.598	13.81	5.89	0.086
C	69.37	9.03	3.44	0.72	2.12	0.55	0.555	13.06	5.56	0.084
EA_R , %										
гор. А2		–37	–47	–10	–12	–8	+46			
гор. В2		–20	–27	–7	–7	+7	+11			

* $EA_R = [(R_1 \cdot S_0 / R_0 \cdot S_1) - 1] \cdot 100$, где R_1 – концентрация оксида элемента в изучаемом горизонте; R_0 – концентрация оксида элемента в почвообразующей породе; S_1 – концентрация SiO_2 в изучаемом горизонте; S_0 – концентрация SiO_2 в почвообразующей породе.

Таблица 3. Содержание некоторых элементов в илстой фракции слабодерновой слабоподзолистой почвы, %

Горизонт	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	MgO	TiO ₂	Si/Al	Ti/Al
A1	64.00	14.70	10.95	1.60	2.44	1.52	1.110	8.70	0.096
A2	63.70	14.78	7.89	1.11	2.37	1.74	1.153	8.62	0.099
B1	64.06	17.00	7.62	1.23	2.26	2.46	0.783	7.53	0.059
B2	58.60	14.94	7.48	1.41	2.31	2.66	0.581	7.84	0.050
BC	58.31	15.56	7.85	1.56	2.26	2.63	0.571	7.49	0.047
<i>E_{A_R}, %</i>									
гор. A2		-13	-8	-35	-4	-39	+85		
гор. B1		0	-11	-28	-9	-15	+25		

понентом этой почвы. В качестве его предшественника выступает высокозарядный смектит бейделлитового типа. Наличие ректорита является проявлением процесса иллитизации и свидетельством его стадийности. Ректорит в этом случае представляет собой начальную стадию аградационной трансформации бейделлита. Последующее формирование *неупорядоченных* смешанослойных иллит-смектитов с различным соотношением фаз – широко распространенное явление в почвах равнинных территорий России [6, 7]. Такую последовательность в стадийном формировании смешанослойных минералов авторы объясняют энергетической выгодностью формирования упорядоченных структур [5, 12].

Вывод о том, что начальной стадией трансформации глинистых минералов в почвах являются именно упорядоченные (регулярные) структуры, которые далее через серию неупорядоченно-смешанослойных фаз трансформируются в новую индивидуальную фазу приводятся в работе Лисицы и Тихонова [11], где авторы пишут о трансформационных переходах в ряду биотит(флогопит)-вермикулит. Дриц и Сахаров [9] показали, что в ректоритовых звеньях со временем возрастает число повторений соседних слюдяных пакетов (до пяти), и этот мотив становится основным. Градусов [6] указывает, что как деградация, так и аградация глинистых минералов сопровождается образованием фаз упорядоченных форм смешанослойных образований.

Редкие находки почвенного ректорита и других аутигенных упорядоченных смешанослойных минералов, как правило, приурочены к подзолистым почвам. Среди факторов, способствующих формированию ректорита в изученной слабодерновой слабоподзолистой почве, следует назвать наличие высокозарядного бейделлита в качестве предшественника, источника К (слюды, полевые шпаты), источника Al и условий, обеспечивающих его подвижность (тип гумуса, условия кислотной реакции среды, промывной режим и др.). Их совокупность способствует необменной фиксации калия в межслоях смектита, сопряженной с замещением Si на Al в прилегающих тетраэдрических сетках. Необходимый ионный Al формиру-

ется в процессе растворения силикатов в агрессивной среде подзолистых горизонтов. Процесс формирования ректорита, по-видимому, облегчается в случае, если смектитовая фаза представлена высокозарядным бейделлитом, в котором заряд сосредоточен преимущественно в тетраэдрах. В почвах северных широт процесс высвобождения элементов, необходимых для построения подобных структур, характеризуется малыми скоростями. Постепенное высвобождение элементов и их низкие концентрации в почвенной системе также создают предпосылки для формирования *упорядоченных* структур [12, 21].

БЛАГОДАРНОСТЬ

Аналитические исследования выполнены в химико-аналитическом комплексе ИФХиБПП РАН (Пушчино). Авторы благодарны проф. Т.А. Соколовой за критические замечания и рекомендации, которые помогли интерпретации полученных результатов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0191-2019-0048).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Демкин В.А., Алексеева В.А., Соколовская З., Хайнос М., Калинин П.И. Физико-химические и минералогические признаки солонцового процесса в почвах нижнего Поволжья в позднем голоцене // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1171–1189.
2. Градусов Б.П. Ректорит в почве // Доклады АН СССР. Сер. Геология. 1967. Т. 172. № 1. С. 181–183.
3. Градусов Б.П., Капитонов М.Д., Чижикова Н.П. Исследования лабильного компонента ректорита из Кули-Колона, насыщенного межслоевыми катионами // Записки Всесоюзного минералогического общества. Сер. II. Ч. 96. М.–Л., 1967. С. 728–732.
4. Градусов Б.П., Чижикова Н.П., Травникова Л.С. О природе межслоевых промежутков в ректорите

- из Дагестана // Доклады АН СССР. Сер. Геология. 1968. Т. 180. № 2. С. 446–448.
5. Градусов Б.П. Об изменении слоистых силикатов в кислых таежных почвах // Почвоведение. 1972. № 11. С. 101–113.
 6. Градусов Б.П. Размещение типов изменений смешанослойных образований в почвообразующих породах и почвах СССР // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 2. С. 78–86.
 7. Градусов Б.П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
 8. Градусов Б.П., Фрид А.С., Градусова О.Б. Эволюция подзолистых горизонтов суглинистых подзолистых и дерново-подзолистых почв по показателям ила и основных оксидов // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2005. № 57. С. 19–30.
 9. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
 10. Котельников Д.Д., Конюхов Д.Д. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
 11. Лисица В.Д., Тихонов С.А. О трансформации биотита в дерново-подзолистых почвах // Почвоведение. 1969. № 11. С. 98–106.
 12. Муравьев В.И., Сахаров Б.А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита // Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН вып. 221. М.: Наука, 1971. С. 62–70.
 13. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. Франк-Каменецкого В.А. Л.: Недра, 1983. 359 с.
 14. Роде А.А. Избр. тр. Т. 2. Подзолообразовательный процесс. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 480 с.
 15. Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 250 с.
 16. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпецкая И.И. Глинистые минералы в почвах. Тула: Граф и К., 2005. 336 с.
 17. Татьяначенко Т.В., Алексеева Т.В., Калинин П.И. Минералогический и химический составы разновозрастных подкурганых палеопочв южных Ергей и их палеоклиматическая интерпретация // Почвоведение. 2013. № 4. С. 379–392.
 18. Тонконогов В.Д. Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России. М., 1999. 156 с.
 19. Убугунов В.Л., Хитров Н.Б., Чижикова Н.П., Убугунова В.И., Варламов Е.Б., Жамбалова Д.А., Четко Е.С. Свойства и минералогический состав темногумусовой квазиглеевой солончаковой солонцеватой крио-турбированной мерзлотной почвы Баргузинской котловины (Бурятия) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 92. С. 62–94.
 20. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных Р-Т параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
 21. Шутков В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе // Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН. Вып. 221. М.: Наука, 1971. С. 54–61.
 22. Brackett R.R., Williams J.F. Newtonite and rectorite – two new minerals of the kaolinite group // Am. J. Sci. 1891. V. 42. P. 11–21.
 23. MacEwan D.M.C., Ruiz-Amil A. Interstratified Clay Minerals // Ch. 8 in Soil Components. V. 2. Inorganic Components. Springer-Heidelberg, 1975. P. 265–334.
 24. Matsuda T., Henmi K. Synthesis and properties of regularly interstratified 25 Å minerals // Clay Sci. 1983. № 6. P. 51–66.
 25. Matsuda T., Kurosaki M. Ca-bearing rectorite – type mineral from Roseki deposits, Japan // Okoyama University Earth Sci. Rep. 1996. № 3. P. 47–56.
 26. Wilson M.J. Sheet silicates. Clay minerals. Second edition. Rock-forming minerals. V. 3C. The Geological Society. London, 2013. 722 p.

Rectorite: An Autogenetic Component of Podzolic Soil

T. V. Alekseeva^{1,*} and A. O. Alekseev¹

¹Institute Physical Chemical and Biological Problems of Soil Science, RAS, Pushchino, Moscow region, 142290 Russia

*e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su

Rectorite (allevardite) is a regularly interstratified mica-smectite, in which each mica (A) layer is “sandwiched” between smectite (B) layers creating ABABAB sequence with 50% contribution of each layer. Like other regularly interstratified minerals, rectorite is rare in nature. In this paper, data on the chemical properties and mineralogy of a soddy slightly podzolic soil (Umbric Albeluvisol) from the Komi Republic are analyzed. Mineralogical composition of fractions <2, 2–05, and <0.5 μm was studied by XRD. Clay fraction of the parent material is enriched in high-charged smectite, beidellite. Besides, it contains mica, vermiculite, kaolinite, chlorite, and fine quartz. Mineral transformations visibly affect the upper 20 cm of the soil profile with a decreased proportion of smectite and an increased proportion of fine quartz. Additionally, clay fraction contains rectorite. Rectorite is detected by the presence of (001) reflection at 24.54 Å *d*-spacing equal to the sum of *d*₍₀₀₁₎ of A and B components and (002) reflection at 12.27 Å for Ca-saturated air-dry samples. Ethylene glycol solvation leads to (001) shift to 26.77 Å; heating at 550°C for 2 h shifts it to 10 Å. The content of rectorite is slightly increased in the eluvial (A2) horizon. It is supposed that the discovered mineral is an autogenetic component of the studied podzolic soil, which forms during the early stage of transformation of beidellite into illite and can be considered a transitional transformation product.

Keywords: regularly stratified mineral, mica-smectite, mineral composition, chemical composition, podsolization